

الهيدرولوجيا الهندسية

ترجمة

الدكتور نزار علي سبتي و الدكتور لبيب خليل اسماعيل

١٩٨٣



الهيدرولوجيا الهندسية

ترجمة

الدكتور نزار علي سبتي
مدرس ورئيس قسم الهندسة المدنية
جامعة البصرة

الدكتور لبيب خليل اسماعيل
أستاذ مساعد ـ قسم الهندسة المدينة
جامعة البصرة (سابقاً)

طبع على نفقة جامعة البصرة

المحتويات

الموضوع	الصفحة

الموضوع	الصفحة

مقدمة المترجم

بدأت حركة الترجمة في العصر الأموي بصورة محدودة، وخاصة في العلوم العلمية كالطب والكيمياء. وأول من قام بالترجمة هو خالد بن زيد المتوفي سنة ٨٥هـ. وقد ازدهرت الترجمة في العصر العباسي الأول ازدهاراً عظيًا، وقد شجع الخلفاء العباسيون الأولون حركة الترجمة.

ترجم العرب بأسلوبين أحدهما الأسلوب الحرفي وذلك بترجمة كل كلمة، والأسلوب الثاني هو ان يفهموا معنى الجملة فيكتبوها بالعربية.

إن عمل اولئك المترجين لم يقتصر على نقل النصوص الفلسفية والعملية من لغة الى لغة فقط، وإنما أوجدوا مصطلحات فلسفية وعلمية عديدة عن طريق التعريب أو الاشتقاق وتخصيص الألفاظ العربية العامة للمعاني الفلسفية والعلمية المحددة.

وقد أولت قيادة الحزب والثورة اهتماماً بالغاً بحركة التعريب خاصة تعريب العلوم الهندسية والصرفة والطبية. وشجعت كافة اساتذة الجامعات والمهتمين بحركة التعريب ووفرت لهم كافة الامكانيات والمستلزمات لانجاح هذه الحركة العلمية لما فيها من مرودات ايجابية لاستيعاب التقدم العلمي والتقني الذي يشهده القطر.

وقد قمنا بترجمة هذا الكتاب ليكون مرجعاً مفيداً لطلاب كليات الهندسة والعاملين في حق الهيدرولوجيا والري.

وأخيراً فإننا نشكر الزميل الدكتور حميد رشيدوفيق رئيس قسم هندسة الري والبزل في جامعة الموصل، الذي ساهم في تحسين الكتاب بعد مراجعة مسوداته وتقديم اقتراحاته البناءة، وكذلك نشكر الدكتور زهير غازي زاهد المدرس في كية الآداب ـ جامعة البصرة، لمراجعة الكتاب لغوياً. وإبداء ملاحظاته القيمة. . وإلى جميع الذي ساهموا في اعداد مسودات الكتاب.

الدكتور نزار علي سبتي

مقدمة الطبعة الثانية

كتب هذا الكتاب لطلبة كلية الهندسة والمهندسين المساعدين والذين يتعلمون الهيدرولوجي لأول مرة.

ولقد صمم الكتاب ليقدم الى القارىء المبادىء الأولية للموضوع وكذلك النظريات الأساسية، ليبين كيف تعدل في الحياة العملية، وليشرح الطرق التقنية التي تعطي أجوبة للحالات العملية.

إن أكثر الكتب التي لها نفس الطبيعة هي أميركية في الأصل ولها اتجاه في ان يكون أساسها على معلومات وتطبيقات اميركا الشمالية بشكل مركز على وجه الحصر ما زال هذا الكتاب يعتمد على التطورات الأميركية في الهيدرولوجي لكن يستعمل بشكل حر المعلومات والمصادر البريطانية والأوروبية.

نقحت هذه الطبعة وكبرت لتهيىء معلومات متوفرة عن الأمطار في بريطانيا والعلاقات بين الشدة ـ الأمد ـ التكرار في الحياة العملية. وأدمجت الأعمال الأخيرة في بريطانيا على الاستهلاك المائي، وتم توزيع جزء اخذ قياسات المجرى وقياسات الجريان. وأتيحت الفرصة لتحسين وإضافة المصادر الجديدة، لاستعمال الوحدات العالمية (SI) بشكل منتظم على طول (لكن ليس بشكل كامل) ولتصليح عدة اخطاء في الطبعة الأولى. وفي هذا الخصوص، اشكر جميع المراسلين من جميع انحاء العالم.

لتحسين هذا الكتاب، عندما يستعمل ككتاب منهجي للدراسات الأولية؛ أعطيت مختارات من تمارين ومسائل في نهاية الكتاب، لإتاحة الفرصة للقارئين في استعمال التقنيات المشروحة في الكتاب.

يجب أن أسجل تقديري الى النصائح والمساعدة التي استلمتها من جميع الأشخاص خلال إعداد الكتاب.

E.M. Wilson

مانجستر ١٩٧٤

1

المقدمة

إن الهايدولوجيا هو علم يبحث في ظهور المياه وحركتها على سطح الأرض، ويبحث كذلك في مختلف أشكال الرطوبة التي قد تحدث وتحولاتها بين الحالات السائلة والصلبة والغازية في الجو، وفي الطبقات السطحية من الأرض، ويهتم كذلك بالبحار: المصدر والمخزن لكل المياه المنشطة للحياة على هذا الكوكب.

1.1 علوم ترابطة:

يهتم المهندس عادة بتصميم وإدارة الأعمال الهندسية للسيطرة على استعمال المياه، وخاصة تنظيم الجداول والأنهار وتكوين الخزانات وقنوات الري. ومع ذلك يجب عليه أن يكون ملمّاً في مجالات اوسع حين التطبيق لعلم الهايدرولوجيا.

حيث أن جزءاً كبيراً من موضوع الهايدرولوجيا مشتق من علوم الفيزياء والأنواء الجوية (Meteorology)، علم المحيطات والجغرافيا والجيولوجيا والهايدروليك وعلوم أخرى غيرها. وعليه كذلك ان يكون له بعض الالمام في العلوم الزراعية والغابات وعلم النبات والأحياء، كذلك يجب أن يكون متفهماً لنظرية الاحتمالات (Probability Theory) وبعض طرق الاحصاء وقادراً على استعمال التحليلات الاقتصادية.

إن الهايدرولوجياهو علم تفسيري وأن الأعمال التجريبية (الحقلية) مفيدة من حيث سعة الأحداث الطبيعية بالنسبة الى حجم الباحثين المتواضع في الواقع الحقيقي. إن المتطلبات الأساسية للهايدرولوجيا هي ملاحظة وقياس المعلومات المتعلقة بجميع مظاهر السقيط (Precipitation) والمياه الجارية السطحية (Run-off) والنفاذية (Percolation) وجريان الأنهار (River Flow) والتبخر (Evaporation) وغيرها.

وبواسطة هذه المعلومات، وبإلمام بسيط في حقول المعرفة المجاورة فإن الهايدرولوجي (Hydrologist) الماهر يستطيع ان يجد أفضل الحلول للمشاكل الهندسية التي تواجهه.

2.1 الدورة الهايدرولوجية: (Hydroglogical Cycle)

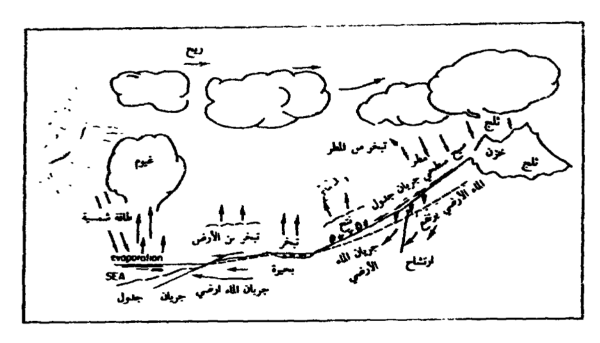
إن حركة المياه الدورية من البحر وإلى الجو ومن ثم بواسطة التساقط إلى الأرض حيث تتجمع في الجداول والأنهار لتجري عائدة إلى البحر تعرف بالدورة الهايدرولوجية. ونظام هذه الدورة يحدث طبيعياً ولكنه ليس بسيطاً كما يبدو. فأولاً ان الدورة قد تكون قصيرة في بعض المراحل، مثال على ذلك حدوث التساقط مباشرة على البحار أو البحيرات والأنهار، وثانياً لا تأخذ هذه الدورة وقتاً منتظمًا لها، إذ قد تبدو الدورة وقت الجفاف كما لو أنها قد توقفت وأثناء الفيضان تبدو كأنها مستمرة.

ثالثاً ــ إن شدة وتردد الدورة الهايدرولوجية تعتمد على طبيعة الأرض وعلى المناخ حيث أن الدورة تكون نتيجة الاشعاعات الشمسية والتي تتغير وفقاً لخطوط العرض وفصول السنة.

رابعاً وأخيراً ــ إن الأجزاء والأقسام المختلفة من الدورة تكون معقدة جداً ولا يستطيع الانسان السيطرة إلا على الجزء الأخير منها عندما تكون الأمطار قد سقطت على الأرض وتشق طريقها عائدة الى البحر.

بالرغم من أن مفهوم الدورة الهايدرولوجية قد بسط كثيراً لكنه اعطى توصيحاً شاملاً الى واحدة من اهم القضايا التي يجب على الهايدولوجي ادراكها. إن هذه الدورة موضحة بصورة تخطيطية في شكل رقم (1.1).

يتبخر الماء من البحر تحت تأثير الاشعاع الشمسي وتتحرك غيوم بخار الماء فوق



الشكل (1.1)
الدورة الهيدرولوجية

مساحات اليابسة ويحدث التساقط على شكل ثلج وبرد ومطر ومن ثم يبدأ الماء بالرجوع الى البحر.

إن بعض الماء يترشح إلى داخل التربة ويسير إلى الأسفل أو ينفذ إلى الطبقة المشبعة (Saturated Zone) تحت مستوى الماء الأرضي (Water Table) ويجري الماء ببطء في هذه الطبقة الحاملة للمياه (Aquifer) إلى الأنهار والجداول، وبعض الأحيان إلى البحر.

إن الماء المرتشح يقوم بتغذية النباتات الحية حيث يترفع الماء بداخل المزروعات ويلفظ إلى الجو بطريقة عملية النتح (Transpiration) من سطوح أوراق النباتات.

إن قسمًا من المياه المتبقية على سطح التربة يعود الى الجو بطريق التبخر والقسم الأعظم منه يلتحم بمداخل الجداول ومن ثم يجري سطحياً الى مجاري الأنهار. ويتبخر قسم من المياه من سطوح الأنهار والبحيرات، أما القسم المتبقي فيرجع الى البحار بواسطة الأنهار.

إن المياه الباطنية ـ الأرضية (Ground Water) تجري بصورة بطيئة جداً، وهي إما أن تلتحم بالجداول والأنهار، او تصل إلى سواحل البحار وتتسرب (Seep) إليها. وهكذا تعاد الدورة مرة أخرى.

3.1 مسح لمياه الأرض:

من اللازم أخذ فكرة عامة عن الحوادث التي نوقشت وفسرت في السابق.

يبين الجدول التالي كميات تخمينية للمياه المتضمنة في الدورة الهايدرولوجية وكذلك النسبة المئوية في كل جزء من أجزاء الدورة الهايدرولوجية نسبة إلى المجموع الكلي للمياه على سطح الأرض.

جدول (1.1)

مسح تقريبي لمياه الأرض

الموقع	الحجم 1000 كيلو مترمكعب	النسبة المئية من الكمية الكلية
مياه عذبة في البحيرات	125	
الأنهار	1.25	0.62
الرطوبة في التربة	65	
المياه الأرضية	8250	
البحيرات المالحة والبحار الداخلية	105	0.008
الجو	13	0.001
الجليد القطبي	29.200	2.1
الثلاجات والثلوج		
البحار والمحيطات	1320.000	97.25
المجموع	1360.000	100

إن حوالي نصف كمية المياه العذبة المتوفرة في الكرة الأرضية (0.6% من الكمية الكلية للمياه) موجودة على عمق أكثر من 800 متر تحت سطح الأرض وهذا يعني أنها غير متوفرة من الناحة العملية على السطح. أي أن مخزون الماء العذب الكلي في الأرض والمتوفر بوسيلة أو أخرى للاستعمالات البشرية يبلغ حوالي 4 ملايين كيلو متر

مكعب، ومعظم هذا الماء المتوفر موجود تحت سطح الأرض. ولو وزع هذا الماء بالتساوي على سطح الأرض لكان ارتفاع الماء حوالي 30 متر.

إن العميات الأربع التي يتعامل معها المايدرولوجي بصورة رئيسية هي التساقط والتبخر والنتح والجريان السطحي (Surface Runoff) وجريان الجداول (Stream Flow) وكذلك حركة المياه الجوفية(Ground Water Flow)، وعلى المايدرولوجي ان يكون قادراً على ترجمة المعلومات المتوفرة في هذه العمليات الأربع والتكهن منها في معرفة القضايا المتطرفة والمتعلقة بالفيضان والجفاف، وأن يعطي رأياً صائباً في تردد حدث معين أو حدث مطرف بقيمة معينة إلى مهندس الهايدروليك لغرض بناء التصاميم المطلوبة.

4.1 تطبيق علم الهايدرولوجيا في الهندسة:

إن علم الهايدولوجي هو الأداة الأساسية للمهندس الممارس والمهتم بتخطيط وبناء المنشآت المائية. فعلى سبيل المثال، لو أردنا زيادة سعة أو تحسين إسالة ماء مدينة ما فعلى المهندس أن يبحث اولاً عن مصدر التموين، ولو فرضنا بأن المهندس قد وجد هذا المصدر وكان مستجمع أمطار (Catchment area) جبلي غير ممتنع فيجب عليه تقدير كمية الماء التي يمكن تجهيزها، وما هي كمية مياه الأمطار التي تسقط على هذا المستجمع؟ ما هي فترة الجفاف وما مقدار كمية الخزن الضرورية لضمان استمرار الجريان والاستهلاك؟ ما هي كمية المياه المفقودة بواسطة التبخر والنتح من المياه الجارية وهل أن الخزن السطحي أفضل طريقة لتوفير المياه أم من الأحسن أخذ المياه الجوفية من آبار قريبة من المدينة؟

إن هذه الأسئلة لا تقف عند هذا الحد إذا ما أردنا أن نبني سداً فما هي سعة تصريف المسيل (Spillway)؟ وما مقدار قطر أنبوب التجهيز وهل أن تشجير المستجمع فائدة ما على المشروع أم لا؟

إن الهايدرولوجي يستطيع أن يجهز أجوبة على هذه الأسئلة المطروحة والتي ستظهر في المستقبل وتكون أجوبته هذه محدودة وقطعية وفي بعض الأحيان يعطي قيماً احتمالية والتي قد تسبب انحرافات بعد فترة من الزمن، وهذا بسبب أن علم الهايدولوجيا من العلوم غير الدقيقة.

فلو أراد أحد المقاولين إنشاء سداد وقتية على نهر ما، فإن الهايدرولوجي هو الذي يقرر ارتفاع هذه السداد وأن الارتفاع هذا قد يغرق مرة فقط بالمعدل كل 100 سنة، فإذا كان هذا المنشأ الموقت سيعمل فقط لمدة سنتين فالمقاول سيقرر على اكثر بأنها مغامرة عادلة ولكنها فعلاً مغامرة فربما في إحدى هاتين السنتين يصل الفيضان الى معدل مرة كل 100 سنة ولا يمكن أن يتكهن علم الهايدرولوجي بذلك اطلاقاً.

في مجال العلوم الهندسية الواسعة حيث تتزايد وتتعاظم اهميتها باطراد يكون تنمية وتطوير مصادر المياه لحوض نهر ماأو لمنطقة جغرافية معينة في المجال الأول، وفي هذه الظروف يتزايد اهمية الهايدرولوجي حيث أن خبرته ووجهة نظره تكون لها اهمية خاصة لا في الانشاءات الهندسية التي تتعلق بإسالة الماء فقط، بل في انواع ومجالات الاستثمارات الزراعية وكذلك الصناعة وعدد السكان الذين في المستطاع اعالتهم وكذلك مجالات النقل النهري وتطوير الموانىء وحفظ البيئة والصحة العامة.

إن المدينة تعتمد أساساً على إسالة الماء وهناك نزعة شائعة الآن في زيادة حجم المدن وتكثيف وزيادة الصناعة، وهذا مما سيزيد من أهمية دور الهايدرولوجي لمواجهة احتياجات الأعداد الكبيرة من السكان لماء الشرب والري والصناعة وتوليد الطاقة.

2

المعلومات الجوية

Meteorological Data

1.2 الطقس والمناخ: (Weather and climate)

إن هايدرولوجية أي منطقة تعتمد أولاً على مناخها، وثانياً على تضاريسها (Topography) وجيولوجيتها، ويعتمد المناخ بصورة كبيرة على الموقع الجغرافي على سطح الكرة الأرضية. إن العوامل المناخية المهمة بالنسبة للهايدرولوجي هي السقيط وأسلوب حدوثها وكذلك الرطوبة والرياح والحرارة، حيث ان هذه العوامل تؤثر تأثيراً مباشراً على لتبخر والنتح.

وتكمن أهمية التضاريس في تأثيرها على السقيط وتكوين البرك والبحيرات والمستنقعات وكذلك على كمية المياه الجارية السطحية(Runoff). إن جيولوجية المنطقة مهمة لتأثيرها على التضاريس الأرضية حيث أن المياه المرشحة (Infiltrated) تتحرك ببطء خلال الطبقات الحاملة للمياه (Aquifer) إلى الأنهار أو إلى البحر.

إن طبيعة حركة الهواء في الجو معقدة للغاية. فإذا ما فرضنا بأن الأرض ثابتة ومنتظمة الكروية ففي هذه الحالة تكون هناك حركة (دوران) بسيطة للجو في تلك الجهة من الأرض المواجهة للشمس، حيث أن الهواء الدافىء سيرتفع عند خط

الاستواء ويتحرك باتجاه الشمال أو الجنوب على ارتفاعات عالية بينما يتحرك الهواء البارد للداخل على سطح الأرض ليحل محل الهواء الدافىء. إن الهواء الدافىء في الأعالي يبرد تدريجياً وينخفض خلال حركته وابتعاده عن خط الاستواء حتى يرجع إلى الطبقات السطحية الملامسة لسطح الأرض، ومن ثم يعود الى خط الاستواء. أما الجهة الثانية للأرض المنعزلة عن الشمس فتكون منتظمة البرودة والظلام.

إن دوران الأرض حول محورها يفسد طبيعة الحركة البسيطة للهواء هذه، حيث ان هذا الدوران يجعل سطح الأرض يتعرض للحرارة أو البرودة كل اثنتي عشرة ساعة وتنتج عن هذا الدوران كذلك قوة كوريوليس (Coriolis Force) المؤثرة في التيارات الهوائية المتحركة نحو خط الاستواء والمبتعدة عنه. وكذلك تضطرب حركة الهواء بسبب انحراف محور الأرض بالنسبة إلى مستوى دوران الأرض حول الشمس، إذ يعطي هذا الانحراف التغيرات الفصلية.

وهناك تأثيرات أخرى بسبب تغير الانعكاسية (Reflectivity) والحرارة النوعية لسطوح الماء واليابسة. ونتيجة لهذه الظروف على المناخ جعلته معقداً للغاية ومن الصعب التنبؤ بما يحدث في فترة قصيرة من الزمن. نتيجة للملاحظات والقياسات لفترة طويلة من الزمن بالامكان التنبؤ لفترة طويلة قد تكون مبنية على المعلومات والقواعد الاحصائية.

تستلزم دراسة الهايدرولوجيا جمع المعلومات والقياسات حول الرطوبة والحرارة والسقيط والاشعاع الشمس وسرعة الريح، وهذا ما سيشرح مفصلاً في هذا الفصل من الكتاب.

2.2 الرطوبة: (Humidity)

يمتص الهواء بسهولة الرطوبة على شكل بخار ماء وتعتمد الكمية الممتصة من الرطوبة على درجة حرارة الهواء والماء. فكلما زادت درجة الحرارة زادت كمية بخار الماء الذي يستطيع الهواء استيعابها. إن بخار الماء يسلط ضغطاً جزئياً ويقاس هذا الضغط إما بواسطة البار (Bar) (البار الواحد = 10^5 نيوتن/متر مربع والملي بار (Millibar) يساوي 1/1000 من البار ويساوي 100 نيوتن / المتر المربع). أو بارتفاع عمود من الزئبق بالملمترات (1 ملم من الزئبق = 1.36 ملي بار).

لنفرض وجود سطح مائي للتبخر في نظام مغلق ومغلف بالهواء، فلو وجد مصدر للطاقة الحرارية لهذا النظام سيتبخر الماء إلى الهواء إلى حين وصوله حالة تعادل، حيث يكون الهواء مشبعاً ببخار الماء. إن جزيئات بخار الماء تسلط في هذه الحالة ضغطاً يدعى بضغط البخار المشبع (e_s).

إن قيمة ضغط البخار المشبع (e_s) تتغير مع تغير درجات الحرارة كما هو موضح في الجدول (1.2). إن هذه القيم مرسومة كذلك في منحنى يربط بين ضغط البخار

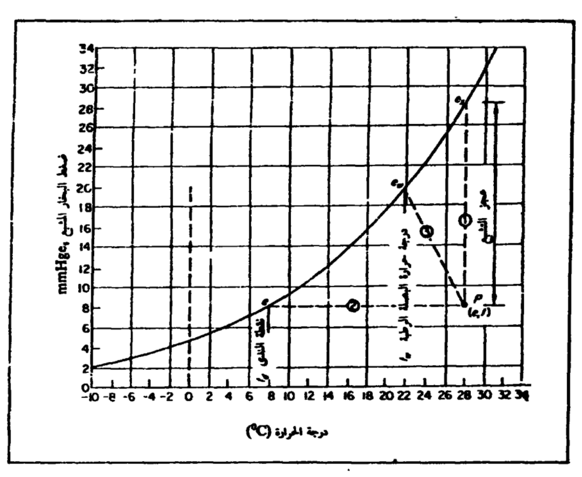
جدول (1.2)

ضغط البخار المشبع e_s في mmHg (زئبق) كدالة درجة الحرارة t في °C (القيم السالبة لـ t تعزى إلى الظروف فوق الثلج)

1mmHg = 1.36 mbar

t	0·0	0·1	0·2	0·3	0·4	0·5	0·6	0·7	0·8	0·9	t
−10	2·15										−10
− 9	2·32	2·30	2·29	2·27	2·26	2·24	2·22	2·21	2·19	2·17	− 9
− 8	2·51	2·49	2·47	2·45	2·43	2·41	2·40	2·38	2·36	2·34	− 8
− 7	2·71	2·69	2·67	2·65	2·63	2·61	2·59	2·57	2·55	2·53	− 7
− 6	2·93	2·91	2·89	2·86	2·84	2·82	2·80	2·77	2·75	2·73	− 6
− 5	3·16	3·14	3·11	3·09	3·06	3·04	3·01	2·99	2·97	2·95	− 5
− 4	3·41	3·39	3·37	3·34	3·32	3·29	3·27	3·24	3·22	3·18	− 4
− 3	3·67	3·64	3·62	3·59	3·57	3·54	3·52	3·49	3·46	3·44	− 3
− 2	3·97	3·94	3·91	3·88	3·85	3·82	3·79	3·76	3·73	3·70	− 2
− 1	4·26	4·23	4·20	4·17	4·14	4·11	4·08	4·05	4·03	4·00	− 1
− 0	4·58	4·55	4·52	4·49	4·46	4·43	4·40	4·36	4·33	4·29	− 0
0	4·58	4·62	4·65	4·69	4·71	4·75	4·78	4·82	4·86	4·89	0
1	4·92	4·96	5·00	5·03	5·07	5·11	5·14	5·18	5·21	5·25	1
2	5·29	5·33	5·37	5·40	5·44	5·48	5·53	5·57	5·60	5·64	2
3	5·68	5·72	5·76	5·80	5·84	5·89	5·93	5·97	6·01	6·06	3
4	6·10	6·14	6·18	6·23	6·27	6·31	6·36	6·40	6·45	6·49	4
5	6·54	6·58	6·54	6·68	6·72	6·77	6·82	6·86	6·91	6·96	5
6	7·01	7·06	7·11	7·16	7·20	7·25	7·31	7·36	7·41	7·46	6
7	7·51	7·56	7·61	7·67	7·72	7·77	7·82	7·88	7·93	7·98	7
8	8·04	8·10	8·15	8·21	8·26	8·32	8·37	8·43	8·48	8·54	8
9	8·61	8·67	8·73	8·78	8·84	8·90	8·96	9·02	9·08	9·14	9
10	9·20	9·26	9·33	9·39	9·46	9·52	9·58	9·65	9·71	9·77	10
11	9·84	9·90	9·97	10·03	10·10	10·17	10·24	10·31	10·38	10·45	11
12	10·52	10·58	10·66	10·72	10·79	10·86	10·93	11·00	11·08	11·15	12
13	11·23	11·30	11·38	11·75	11·53	11·60	11·68	11·76	11·83	11·91	13
14	11·98	12·06	12·14	12·22	12·96	12·38	12·46	12·54	12·62	12·70	14
15	12·78	12·86	12·95	13·03	13·11	13·20	13·28	13·37	13·45	13·54	15
16	13·63	13·71	13·80	13·90	13·99	14·08	14·17	14·26	14·35	14·44	16
17	14·53	14·62	14·71	14·80	14·90	14·99	15·09	15·17	15·27	15·38	17
18	15·46	15·56	15·66	15·76	15·96	15·96	16·06	16·16	16·26	16·36	18
19	16·46	16·57	16·68	16·79	16·90	17·00	17·10	17·21	17·32	17·43	19
20	17·53	17·64	17·75	17·86	17·97	18·08	18·20	18·31	18·43	18·54	20
21	18·65	18·77	18·88	19·00	19·11	19·23	19·35	19·46	19·58	19·70	21
22	19·82	19·94	20·06	20·19	20·31	20·43	20·58	20·69	20·80	20·93	22
23	21·05	21·19	21·32	21·45	21·58	21·71	21·84	21·97	22·10	22·23	23
24	22·27	22·50	22·63	22·76	22·91	23·05	23·19	23·31	23·45	23·60	24
25	23·75	23·90	24·03	24·20	24·35	24·49	24·64	24·79	24·94	25·08	25
26	25·31	25·45	25·60	25·74	25·89	26·03	26·18	25·32	26·46	26·60	26
27	26·74	26·90	27·05	27·21	27·37	27·53	27·69	27·85	28·00	28·16	27
28	28·32	28·49	28·66	28·83	29·00	29·17	29·34	29·51	29·68	29·85	28
29	30·03	30·20	30·38	30·56	30·74	30·92	31·10	31·28	31·46	31·64	29
30	31·82	32·00	32·19	32·38	32·57	32·76	32·95	33·14	33·33	33·52	30
t	0·6	0·1	0·2	0·3	0·4	0·5	0·6	0·7	0·8	0·9	t

المشبع (e_s) ودرجة الحرارة (^0C) في الشكل (1.2). والرجوع إلى الشكل (1.2) نلاحظ ماذا يحدث لكتلة من الهواء الجوي (p) بدرجة حرارة (t) وضغط البخار فيها هو (e).



الشكل (1.2)
ضغط البخار المشبع للماء في الهواء

طالما كانت النقطة (p) واقعة تحت منحنى ضغط البخا المشبع، فمن الواضح أن كتلة الهواء هذه تستطيع استيعاب كمية أكثر من بخار الماء ما دامت درجة الحرارة ثابتة (غير متغيرة)، في هذه الحالة فإن موقع النقطة (p) سيتحرك عمودياً إلى الأعلى (الخط المنقط ـ 1 ـ) لحين وصول الهواء إلى حالة التشبع، وسيكون ضغط البخار لكتلة الهواء (p) في موقعها الجديد مساوياً لضغط البخار المشبع (e_s)، وإن الزيادة (e_s--e) تعرف بالنقص في التشبع (Saturation Dificit).

أما إذا برد الهواء بدون أي تغير يطرأ على رطوبته فإن النقطة (p) ستتحرك باتجاه أفقي نحو اليسار عل الخط (2) حتى يقطع خط التشبع، في هذه النقطة ستكون

كتلة الماء (p) مشبعة في درجة حرارة جديدة (t_d) تدعى هذه الدرجة نقطة الندى (Dewpoint).

إن خفض درجة حرارة الهواء أقل من هذه الدرجة (درجة الندى) سيؤدي الى عملية التكاثف أو تكوين السديم (Mist).

إذا سمح للماء بالتبخر بحرية في كتلة الهواء فستحدث حالة ثالثة هي غير الحالتين الواردتين أعلاه وذلك لأن تبخر الماء يحتاج إلى حرارة معينة تؤخذ عادة من الهواء الملامس لسطح التبخر نفسه. إن هذه الحرارة تدعى كمية حرارة التبخر الكامنة (Latent heat of Evaporation)، (h_r) وتستخرج بالمعادلة التالية:

$$h_r = 606 \cdot 5 - 0 \cdot 695t \text{ g cal/g}$$

فلهذا كلما ارتفعت الرطوبة وضغط البخار انخفضت درجة حرارة الهواء وتتحرك النقطة (p) بصورة مائلة على الخط (3) حتى تصل إلى ضغط البخار المشبع في النقطة التي تعرف بواسطة (e_w) و (t_w). إن هذه الدرجة (t_w) تدعى درجة حرارة البصلة الرطبة (Wet Bulb Temperature) وهي الدرجة التي يصلها الهواء عند تبريده بواسطة تبخر الماء ونحصل عليها بواسطة المحرار ذي البصلة الرطبة.

إن الرطوبة النسبية (Relative Humidity) هي:

$$h = e/e_s$$

$$h = 100\, e/e_s \% \qquad (2.2)$$

وتستعمل الرطوبة النسبية كمقياس لاستيعاب الهواء في درجة حرارته الحالية لامتصاص كمية أكبر من الرطوبة وتقاس بواسطة تسليط الهواء على محرارين احد هذين المحرارين تكون بصلته محاطة بقطعة قماش مبللة المحرار الثاني جاف.

إن الهواء المار سيكون له تأثير على قراءة المحرار ذي البصلة الرطبة. وإما أن تدار المحارير بواسطة سلك أو تجهز الهواء بواسطة مروحة تلقائية.

ويدعى الجهاز بجهاز قياس الرطوبة (Psycrometer) ومن الممكن الحصول على قيمة ضغط البخار في الجو (e) لدرجة الحرارة (t) من المعادلة التالية:

$$(e_w - e) = \gamma(t - t_w) \qquad (3.2)$$

حيث:

t_w = درجة الحرارة في المحرار ذي البصلة الرطبة.

t = درجة الحرارة في المحرار الجاف.

e_w = ضغط البخار المشبع لدرجة الحرارة (t_w) ويستخرج من الجدول (1.2).

γ = ثابت الجهاز ويساوي 0.66 حيث تقاس (e) بالملي بار و (t) بالدرجات المئوية على افتراض سرعة الهواء المار على بصلات المحرارين هي 3 متر / ثانية على الأقل (عندما تكون (e) مقاسة بالمليمترات من الزئبق تصبح قيمة ثابت الجهاز γ=0.485).

3.2 الحرارة: (Temperature)

تسجل درجة حرارة الهواء بواسطة محارير مثبتة في صناديق خشبية ذات فتحات مزودة بعوارض منحنية لتسهيل دخول الهواء مع حجب اشعة الشمس ومنع المطر ومرتفعة حوالي 4 أقدام عن سطح الأرض. أن حماية المحارير من الأمطار ومن اشعةالشمس المسلطة ضرورية جداً.

تستعمل محارير ذات النهايتين الصغرى والعظمى في تسجيل أكثر قياسات درجات الحرارة. فإن هذه المحارير تعطي درجات الحرارة العظمى والصغرى للفترة ما بين وضع الجهاز والقراءة.

إن التغيير اليومي لدرجات الحرارة يكون أصغرها قرب شروق الشمس وأكبرها من 1/2 إلى 3 ساعات بعد وصول الشمس إلى سمت الرأس وبعدها تستمر درجات الحرارة بالانخفاض أثناء الليل وحتى شروق الشمس ثانية. وعلى هذا الأساس فإن أفضل وقت لقياس درجات الحرار العظمى والصغرى هي في الفترة بين الثامنة والتاسعة صباحاً بعدما تكون الحرارة الصغرى قد حصلت.

□ المعدل اليومي للحرارة: (Mean daily temperature)

وهو متوسط (average) درجتي الحرارة العظمى والصغرى لذلك اليوم وتكون عادة في حدود درجة واحدة من المتوسط الحقيقي إذا ما سجلت درجات الحرارة بصورةمستمرة.

تقاس درجات الحرارة بدرجات (Celsius) التي يطلق عليها عادة وبصورة خاطئة بدرجات السانتكريد (Centigrade) أما المقياس الفرهنهايتي (Ferhanite) فلا يزال يستعمل في بريطانيا وبصورةمطلقة في شمال أميركا.

□ المجال العمودي للحرارة: (Vertical temperature gradient)

إن معدل التغير في درجة حرارة الهواء بالنسبة إلى الارتفاع يدعى بمعدل الهبوط (Lapse rate). إن معدل الهبوط هو 5.6°م لكل 1000 متر زيادة في الارتفاع. إن هذا المعدل عرضة للتغير وخاصة قرب السطح حيث يكون دافئاً جداً في وقت النهار والذي يعطي معدلات هبوط عالية وإن عملية التبريد أثناء الليل تعطي معدلات هبوط واطئة. إن تبريد الأرض بواسطة الاشعاعات الخارجية في الليالي الصافية قد يسبب زيادة في حرارة الهواء (Temperature inversions) حيث يكون الهواء الدافىء فوق طبقة سطحية ملامسة للأرض من الهواء البارد.

بازدياد الارتفاع ينخفض الضغط البارمتري وإن وحدة الكتلة من الهواء تحتل حجم أكبر كلما زاد الارتفاع. إن التغير في درجة الحرارة نتيجة لهذا التخلخل هو حوالي عشر درجات مئوية لكل 1000 متر إذا كان الهواء جافاً. يدعى هذا المعدل بمعدل الهبوط ثابت الحرارة الجاف (Adiabatic)..أما إذا كان الهواء رطباً فعند الارتفاع الى أعلى ومن خلال عملية التمدد والتبريد فإن قسماً من المحتوى البخاري للهواء سيتكاثف وهذه العملية (التكاثف) ستطلق الحرارة الكامنة للتكاثف التي تمنع كتلة الهواء من التبريد كما في السرعة التي يتم بها تبريد الهواء الجاف. ولهذا سيكون معدل الهبوط ثابت الحرارة المشبع أقل ويقارب 5.6°م لكل 1000 متر في الارتفاعات الواطئة.

□ توزيع الحرارة: (Distribution of temperature)

على العموم، كلما قرب المكان من خط الاستواء كان أرخى. إن تأثيرات الحرارة النوعية للأرض والماء المختلفة وأشكال التيارات البحرية والجوية وفصول السنة والطوبوغرافية الأرضية والغطاء النباتي وكذلك الارتفاع كل هذه العوامل تحاول تغير هذه القاعدة العامة ويجب ان تؤخذ بنظر الاعتبار.

4.2 الإشعاع: (Radiation)

إن أكثر محطات الأنواء الجوية مجهزة بمقياس الاشعاع (Radiometer) لقياس كل من كمية الأشعة قصيرة الموجة القادمة من الشمس والجو وصافي (Nett) الاشعاع الذي هو المجموع الجبري لجميع الأشعة القادمة والأشعة المنعكسة من سطح الأرض الى الفضاء سواء كانت قصيرة أو طويلة الموجة. إن لصافي الإشعاع أهمية كبيرة في دراسات التبخر كما سيوضح ذلك في الفصل الثالث.

5.2 الريح: (Wind)

تقاس سرعة الريح بواسطة المرياح (Anemometer) أما اتجاه الريح فيقاس بواسة الدوارة (دليل اتجاه الريح) (Wind Vane). إن المرياح التقليدي هو المرياح القدحي ويتكون من ثلاثة (وبعض الأحيان من أربعة) أقدام دائرية تدور حول محور عمودي. إن سرعة دوران الأقداح تقيس سرعة الريح أما مجموع الدورات الكلي حول المحور يعطي قياس لمجرى الريح (Wind run)وهو المسافة التي يسير خلالها جزء من الهواء في وقت محدد.

بسبب تأثير الاحتكاك بين الهواء وسطح الأرض والماء الذي يهب فوق هذه السطوح فإنه من المهم أن يحدد في كل قياسات الريح، الارتفاع فوق سطح الأرض الذي أجريت فيه القياسات. وهناك علاقة تجريبية (Empirical) شائعة الاستعمال بين سرعة الريح والارتفاع.

$$u/u_0 = (z/z_0)^{0.15} \qquad (4.2)$$

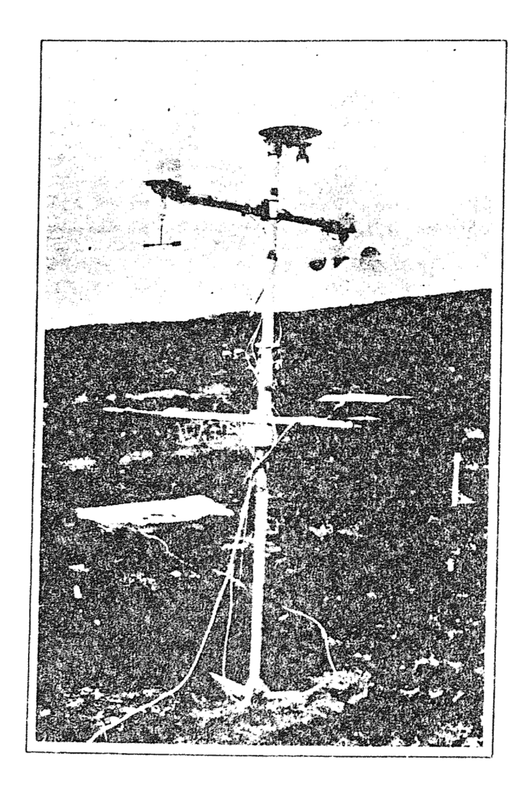
حيث أن:

U_0 = سرعة الريح في المرياح على ارتفاع (Z_0).

U = سرعة الريح على ارتفاع معين (Z).

قد بذلت جهوداً كبيرة في السنوات الأخيرة لتوحيد ارتفاع المرياح والآن في أوروبا يقاس الريح عادة على ارتفاع 2 متر من فوق سطح الأرض.

يبين الشكل (2.2) جهاز منظم لعمل القياسات المناخية في فترات منتظمة



الشكل (2.2)

مصفوف للملاحظات الجوية. الذراع السفلي على اليسار الشعاع الصافي: اليمين. محارير جافة ومبللة. الذراع العلوي على اليسار اتجاه الريح على اليمين. سرعة الريح. في الأعلى الاشعاع الشمسي والسماوي. يوجد مقياس مطر مع شبكة ضد الوحل في منتصف المسافة

وقصيرة. إن الأجهزة التي تسجل القياسات بصورة اوتوماتيكية (تلقائية) على شريط ممغطس، ويتضمن مقياس الاشعاع لقياس صافي الأشعة والمحرار ذو البصلتين الجافة والرطبة والدوارة (دليل اتجاه الريح) والمرياح وكذلك جهاز لقياس شدة أشعة الشمس الساقطة منصوب على السارية العليا.

6.2 السقيط: (Precipitation)

إن مصدر أكثر المياه المتساقطة هو البحر. حيث تجري عملية التبخر من المحيطات ويمتص بخار الماء من قبل التيارات الهوائية المتحركة عبر البحار. إن الهواء المحمل بالرطبة يبقي بخار الماء الى حين هبوط درجة حرارته تحت درجة الندى إذ يترسب البخار على شكل مطر. أما إذا كانت درجة الحرارة واطئة بشكل كافي فيترسب على شكل ثلج أو برد. إن سبب هبوط درجة حرارة كتلة الهواء قد يكون بسبب الحمل (Convection). حيث أن الهواء الرطب الدافيء يرتفع إلى الأعلى ويبرد ويتحول إلى غيوم وبالتالي يتساقط المطر، هذا النوع من المطر يسمى بالسقيط الانقلابي (Convectional precip.) ويمثل بالعواصف الرعدية في السماء الناتجة عن تسخين الهواء الرطب لطول فترة النهار وارتفاعه وتحوله إلى غيوم (على شكل السندان) شاهقة.

إن السقيط التضاريسي (Orographic) يتكون من مرور التيارات الهوائية البحرية فوق الأرض وانحرافها إلى الأعلى بواسطة الجبال الساحلية وبالتالي تبريدها تحت درة حرارة التشبع وعندها يسقط المطر.

إن أكثر السقيط التضاريسي تتساقط على السفوح الواقعة في مهب الريح (Windward).

أما النوع الثالث من السقيط هو سقيط الاعطار والجبهة (Cyclonic and frontal) عندما تكون هناك منطقة معينة ذات ضغط منخفض فإن الهواء يحاول دخول هذه المنطقة من المساحات المحيطة المجاورة وبهذا يزاح الهواء ذو الضغط المنخفض إلى الأعلى حيث يبرد ويتساقط المطر

إن سقيط الجبهة (Frontal) يتكون عند حدود الكتل الهوائية التي تكون فيها إحدى الكتل أبرد من الكتلة الثانية وبهذا تشكل طبقة اسفنجية باردة تحتها، فترفع

الهواء الحار لتكون الغيوم والمطر. إن الانحدار لتلك الطبقات قد يكون منبسطاً وبهذا تكون المساحات التي يسقط عليها المطر المتكون بهذه الطريقة واسعة جداً.

1.6.2 تسجيل السقيط:

يحدث السقيط في الدرجة الأولى على شكل مطر ولكن قد يحدث على شكل برد (Hail) أو شفشاف (Sleet) أو ثلج أو ضباب أو ندى. لبريطانيا مناخ رطب على العموم ويزود المطر معظم هذه الكمية من الرطوبة، وفي مناطق أخرى من العالم قد يكو الشكل الوحيد للسقيط هو الثلج أو في المناطق القارية (Arid Zone) على شكل ندى.

إن سجلات المطر في المملكة المتحدة تستلم وتسجل من قبل دائرة الأنواء الجوية من 6500 جهاز قياس للمطر منتشرة في انحاء بريطانيا وشمال ايرلندا. إن أكثر هذه الأجهزة تسجل القيم اليومية لكميات المطر المتساقطة وخلاف هذا هناك 260 محطة اخرى مجهزة أيضاً بجهاز قياس المطر المسجل الذي يسجل كمية المطر المتساقط بصورة متواصلة.

إن مقاييس المطر القياسية تصنع في بريطانيا من النحاس وتحتوي على أسطوانة نحاسية قطرها (5) أنجات ذات حافة عليا مشطوفة، والتي تجمع المطر وتسمح له بالإنسياب خلال قمع إلى وعاء قابل للحركة من المعدن أو الزجاج. من هذا الوعاء يسكب الماء في اسطوانة زجاجية مدرجة كل يوم لقياس كميته وهناك مواصفات لنماذج عديدة لمقاييس المطر القياسية وكذلك طرق النصب والتشغيل. إن المقياس المسجل (Automgraphic) يعمل عادة بمعية اسطوانة تدور تلقائياً بواسطة محرك ساعة ملصوق عليها ورقة بيانية حيث يسجل على هذه الورقة بواسطة قلم خاص الوزن الكلي للوعاء مضافاً اليه ماء المطر المتجمع أو عدد المرات التي يمتلىء فيه وعاء صغير معروف الحجم. إن مثل هذه المقاييس هي أكثر كلفة وأكثر احتمالاً للخطأ لكنها قد تكون النوع الوحيد الممكن استعماله في المحلات النائية ومن محاسن هذه الأجهزة أنها تبين شدة المطر حيث أنه عامل مهم في كثير من المسائل ولهذا السبب فإن العديد من محطات الرصد مجهزة بجهازين لقياس المطر، الجهاز القياسي (Standard) والمقياس المسجل.

صممت دائرة الأنواء الجوية البريطانية حديثاً أصنافاً جديدة من مقاييس المطر القياسية (1)(*).

إن الجهاز القياسي الحديث لقياس تساقط المطر اليومية يتكون من مستلم على شكل دائرة مساحته 15×10^3 ملم^2 (قطرة 5.5 انجات) منصوب على اطار بارتفاع 300 ملم فوق سطح ارض وهناك جهاز أكبر وأكثر دقة حيث أن مساحة المستلم 75×10^3 ملم^2 (قطرة 12.2 انجاً) منصوب ايضاً على اطار مرتفع 300 ملم فوق سطح الأرض. يصنع الجهاز من الزجاج الليفي (Fiber glass).

صمم نوع جديد من الأوعية القلابة الآلية (Tipping-packet) وهو متيسر مع نظام للقياس عن بعد وذلك للتمكن من قراءة الجهاز من مسافة بعيدة بواسطة جهاز إرسال واستقبال. إن الجهاز مجهز باتصال تليفوني (هاتفي) ورقم سري حيث يمكن الاتصال به بالطريقة الاعتيادية.

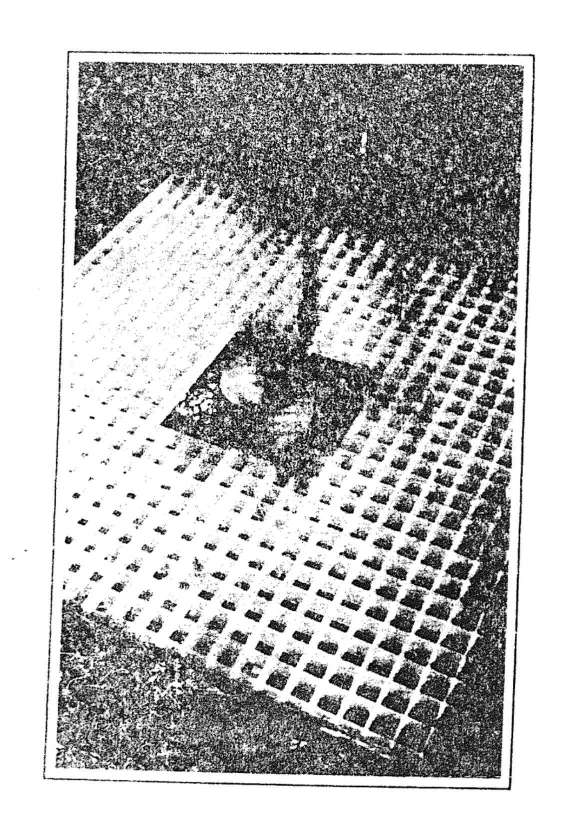
إن كمية المطر المتجمعة في الجهاز مهما كانت صغيرة صغر فالجهاز يرسل مجموعة من النبرات المسموعة تمثل المئات والعشرات والآحاد عند كل مرة يزداد فيها المطر بمقدار (1) ملم ومن الممكن استنطاق الجهاز في أي وقت وبتكرار ذلك بفترات قصيرة يستطاع الحصول على شدة المطروبعملية بسيطة وبدون اي تأخير (2). أجريت أبحاث عديدة في السنوات الأخيرة حول تأثير توجيه مقاييس المطر وقد ظهر بأن تحصل أحسن النتائج وأضبط القراءات عندماينصب الجهاز على سطح الأرض (2) وليس على ارتفاع معين من سطح الأرض.

من الضروري في حالة نصب الجهاز على سطح الأرض أن تحفر حفرة لوضع الجهاز داخلها وتغطى من الأعلى بشبكة متكونة من ألواح رقيقة متعامدة مانعة للترشيش (Splash).

يصور الشكل (3.2) طريقة نصب نموذجيه لقياس المطر. وإن نصب جهاز قياس المطر على سطح ارض يكون غالياً في الكلفة والصيانة.

إن السجلات السنوية للمطر لكل البلاد تحلل احصائياً وتقدم على رسوم بيانية

(*) يدل الرقم بين (   ) على رقم المرجع في قائمة المراجع في نهاية الكتاب.



الشكل (3.2)

مقياس مطر اتوماتيك مع اطار في مستوى الأرض مع شبكة ضد الوحل

وتنشر سنوياً بواسطة دائرةالأنواء الجوية على شكل كتيب بعنوان أمطار بريطانيا (British rainfall). إن فوائد قياسات المطر ستناقش في الجزء (8.2) من هذا الفصل.

2.6.2 شبكة مقاييس المطر:

إن السؤال الذي يطرح باستمرار هو ما يتعلق بعدد وأنواع مقاييس المطر اللازمة لضمان الحصول على تخمينات دقيقة لكميات المطر الساقطة على مساحة معينة. يورد بلياسدال (Bleasdale) (4) الجداول (2.2) و (3.2) كدليل عام واقتراحات للعمل بموجبها في هذا المضمار.

جدول (2.2)

الحد الأدنى من اجهزة قياس المطر المطلوبة في مناطق منخفضة

ميل مربع	كيلومتر مربع	أجهزة قياس المطر		
		يومياً	شهرياً	المجموع
0.8	2	1	2	3
1.6	4	2	4	6
7.8	20	3	7	10
15.6	41	4	11	15
31.3	81	5	15	20
46.9	122	6	19	25
62.5	162	8	22	30

إن التباين بين الجدولين المذكورين ليس كبيراً كما يظهر في النظرة الأولى حيث ان الجدول الأول يحدد كثافة المحطات اللازمة في اراضي الخزن المهمة والتي عادة تكون صغيرة. أما الجدول الثاني فهو يبين الكثافة اللازمة لتوزيع شبكة المحطات (المقاييس) لبلاد واسعة.

عند تطبيق التوجيهات العامة المتضمنة في الجدول (3.2) يجب أن يفهم بأن كل

جدول (3.2)

الحد الأدنى من أجهزة قياس المطر للنسب المئوية الشهرية لتخمينات معدل المطر

عدد أجهزة قياس المطر	المساحة	
	كيلومتر مربع	ميل مربع
2	26	10
6	260	100
12	1300	500
15	2600	1000
20	5200	2000
24	7800	3000

حوض نهر كبير يتضمن عدداً من الأحواض الفرعية والتي يجب أن يوصي بوضع شبكة كثيفة من مقاييس المطر فيها علاوة على ذلك إن الكثافة القليلة للمقاييس المقترحة عادة ما تزداد جوهرياً في المساحات الجبلية وتتبع فقط في الأراضي قليلة أو معتدلة الارتفاع وغير المحتوية على تضاريس أرضية معقدة. هناك مواد كثيرة جديرة بالاهتمام منشورة ومكرسة لتصميم الشبكات الهايدرولوجية ويستطيع القارىء الاطلاع عليها من المصادر الكثيرة الوافية حول هذا الموضوع في قائمة المصادر في نهاية الكتاب.

7.2 أشكال السقيط غير الممطر:

□ الثلج والجليد:

للثلج القابلية على الاحتفاظ بالماء ولهذا فانه يمثل نوعاً من الخزن. إن كثافته وبالتالي كمية المياه التي يحتويه متغيرة من القليل مثل 0.005 بالنسبة إلى الثلج حديث السقوط إلى 0.6 للثلج القديم المضغوط. إن كثافة الثلج تختلف بالنسبة للعمق. لهذا فإن العينات يجب أن تؤخذ من اعماق مختلفة من مقطع الثلج المتساقط قبل البدء بحساب كمية المياه المتوقعة وهذه العملية تؤخذ عادة بواسطة انبوب خاص لأخذ العينات.

من الممكن قياس كمية الثلج المتساقط بواسطة مقاييس المطر الاعتيادية بعد تجهيزها بنظام خاص للتدفئة أو بواسطة عمود الثلج البسيط (Snow stake) إذا لم يكن هناك أي انحراف للثلج ويكون قياس الكثافة متوافقاً مع وقت سقوط الثلج.

وترسم خطوط اعتراض الثلج (Snow traverses) بواسطة المسح الحقلي على طول الجابية (Catchment) لاستخراج سمك طبقة الثلج وكثافته بالنسبة لأعماق مختلفة لكي يكون من المستطاع حساب المكافىء المائي لغرض التنبؤ بالفيضان.

□ الضباب: (Fog)

إن تخمين كمية الرطوبة الواصلة إلى الأرض من الضباب تجرى بواسطة تركيب جهاز جمع الضباب فوق مقياس المطر الاعتيادي. إن جامع الضباب هو عبارة عن اسلاك معدنية اسطوانية المقطع حيث تتكاثف عليها قطرات الماء وتتساقط على مقياس المطر. إن المقارنة بين قراءة هذا المقياس ومقياس مطر أخر في نفس الموقع يرينا الفرق والذي هو عبارة عن كمية التساقط عن طريق الضباب. إن استخراج مثل هذه المقادير تحتاج إلى خبرة واستعمال معاملات تحولية خاصة. في بعض مناطق الغابات قد تكون هذه الكمية كبيرة ومؤثرة وقد تصل إلى حوالي 50-100% من كمية المياه المتساقطة الكلية.

□ الندى: (Dew)

إن مجمعات الندى تستعمل في السويد لقياس كمية المياه المتساقطة عن طريق الندى وقد صنعت هذه الأجهزة على شكل قمع معدني مخروطي الشكل مطلي من داخله بمادة بلاستيكية والمساحة الأفقية لفتحة هذا القمع حوالي متر مربع واحد. إن برك الندى (Dew Ponds) تستعمل كأحد مصادر المياه في عد د من الأقطار وهي عبارة عن منخفضات ضحلة مكسوة بالبلاط الخزفي.

□ التكاثف: (Condensation)

ولو أن الضباب والندى هما نتيجة لعوامل التكاثف فإن التكاثف كذلك يولد بعض السقيط كالذي يكون عند مرور هواء رطب فوق سطح جليدي وكذلك في المناخ المعتدل بواسطة التكاثف على الطبقات العليا من التربة لا يحصل مثل هذا السقيط على نطاق واسع ولكنه قد يكون كافياً لإدامة حياة النبات.

8.2 توسيع وتفسير المعلومات:

1.8.2 تعاريف:

إن الكمية السنوية الكلية من المطر المتساقط على نقطة معينة هي في الغالب الرقم الأساسي المتوفر للسقيط. ولأغراض متعددة فإن هذا ليس كافياً وإن معلومات اخرى قد تكون مطلوبة مثل بعض أو كل ما يأتي:

1 ـــ الشدة: (Intensity)؛ وهي مقياس كمية المطر المساقط في زمن معين مثل مليمتر في الساعة.

2 ـــ الاستدامة: (Duration)؛ وهي المدة من الزمن والتي خلالها سقط المطر.

3 ـــ التردد: (Frequency)؛ وهذا يعزو إلى التوقعات بأن عمقاً معيناً من المطر سيسقط في زمن معين. إن مثل هذه الكميات قد تكون متساوية او متجاوزة في عدد معين من الأيام أو السنوات.

4 ـــ امتداد المساحة: (Areal extent)؛ وهذا يتعلق بالمساحة التي يسقط فوقها المطر ليستعمل.

2.8.2 العلاقة بين الشدة والاستدامة: (Intensity-duration relationship)

على العموم ـــ كلما زادت شدة المطر كلما قصر زمن استمراريته. إن المعادلة التي تعبر عن هذه الصلة تكون على شكل

$$i = \frac{a}{t + b} \qquad (5.2)$$

حيث (i) الشدة بالمليمترات في الساعة و (t) الزمن بالساعات و (a)،(b) ثابتان موقعيان وبالنسبة لاستدامة المطر لأكثر من ساعتين.

$$i = \frac{c}{t^n} \qquad (6.2)$$

حيث c، n ثابتان موقعيان.

إن أكبر شدد مسجل في العالم هي 30 مليمتر في دقيقة واحدة و 200 مليمتر في عشرين دقيقة و 26,000 مليمتر في سنة واحدة. وهناك معلومات أخرى معطاة في القسم (9.6) من هذا الكتاب.

3.8.2 العلاقة بين الشدة والاستدامة والتردد:

نشر أي.جي. بلهام في عام 1935 مقالته المشهورة لهذه العلاقة في المملكة المتحدة (5) والمحتوية على منحنى بياني والموضح في الشكل (4.2). إن لهذا المنحنى مصطلحات غير موضوعية مثل (نادر جداً) و(استثنائي) و(رائع) مفضلاً ذلك على تواتر الحدث ومع ذلك فإنه بالامكان حساب التردد من المعادلة التالية:

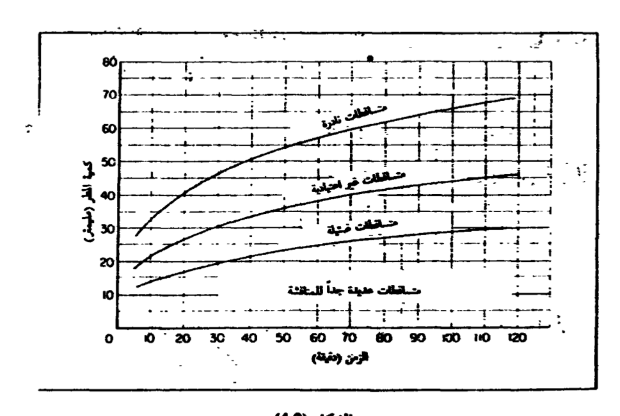
$$n = 1{\cdot}25t(r + 0{\cdot}1)^{-3\ 55} \qquad (7.2)$$

حيث:

n = عدد مرات الحدث كل عشر سنوات.

r = عمق المطر بالانجات.

t = أمد المطر بالساعات.



الشكل (4.2)

تصنيف المطر لـ Bilham)

إن هذه المعادلة تأخذ الشكل التالي بالوحدات القياسية (SI)

$$n = 1{\cdot}214 \times 10^5 t (P + 2{\cdot}54)^{-3{\cdot}55} \quad (8.2)$$

حيث:

p = عمق المطرب بالملمترات وإن وحدات (n) و (t) تبقى ثابتة كما في المعادلة السابقة (7.2).

من ناحية ثانية، إن المطلوب عادة في هندسة الهايدروليك هو فترة التكرار لعمق معين من المطر ولمدة معينة من الزمن. ويستخرج بواسطة اعادة ترتيب المعادلة (8.2) لتصبح

$$P = \left(\frac{(1{\cdot}214 \times 10^5) NT}{600}\right)^{-1/3.55} - 2{\cdot}54 \quad (9.2)$$

حيث:

N = تردد الحدث وهنا معبر عنه كمرة واحدة كل N سنة (10/n).

T = الاستدامة بالدقائق.

أما إذا كان المطلوب هو الشدة فإن العمق P يقسم على الزمن بالساعات

$$i = \frac{60P}{T} \text{ mm/h} \quad (10.2)$$

وبتعويض قيمة (P) في المعادلة (9.2) نحصل على:

$$i = \frac{60}{T}\left((202{\cdot}3NT)^{-3\cdot 55} - 2{\cdot}54\right) \text{ mm/h} \quad (11.2)$$

إن معادلة (11.2) هي عبارة عن معادلة بلهام المستعملة في المصدر بالوحدات القياسية.

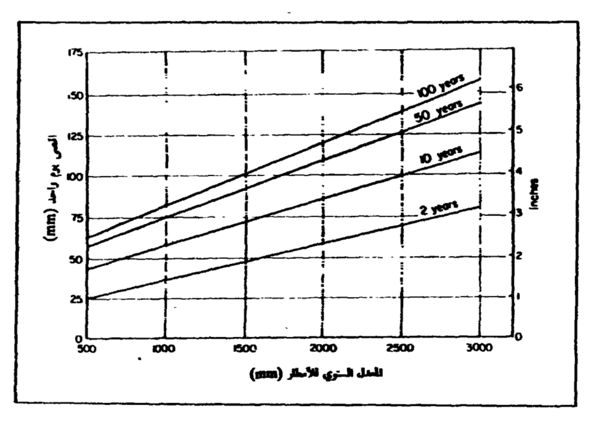
إن عمل بلهام هذا قد نقح ووسع بواسطة هولند (Holland) (7) حيث أظهر

الشكل (5.2)

مخطط تكرار شدة المطر

بأن معادلات بلهام قد غالت في تقدير احتمالات المطر ذي الشدة العالية (حوالي أو اكثر من 35 ملم / ساعة). إن العمل الأخير موضحاً بصورة جيدة على شكل منحنيات بيانية والشكل (5.2) يوضح كلا من معادلات بلهام (ذات الخطوط المتقطعة وتعديل هولند الخطوط المتصلة) حيث يعطي الشكل الفترة المتكررة لعمق معين من المطر لتحدث في فترة معينة من الزمن كمتوسط لأكثر من 14 محطة قياس في انكلترا.

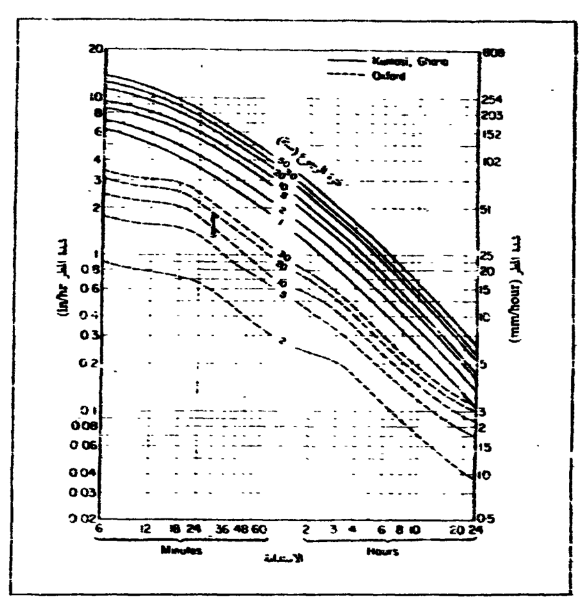
والطريقة الثانية لعرض مثل هذه البيانات تستند على العلاقة أو الربط بين المتوسط السنوي لسقوط المطر في بريطانيا وأكبر عمق للمطر في يوم واحد بعدد من الفترات المتكررة كما هو موضح في الشكل (6.2) وبالامكان استخراج منحنيات لمناطق



الشكل (6.2)

العلاقة بين اقصى مطر ليوم واحد لفترة رجوع معينة والمعدل السنوي للأمطار في بريطانيا

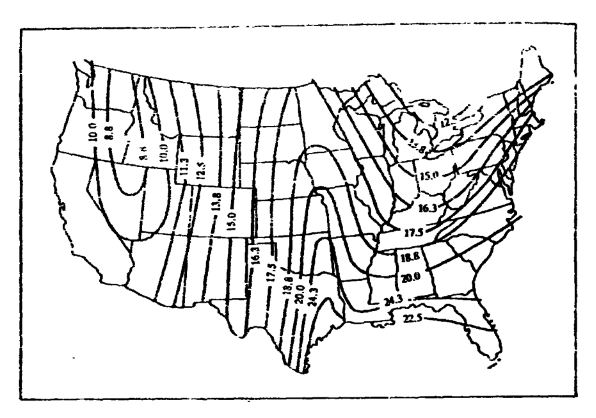
محددة كما هو موضح في الشكل (7.2) لأوكسفورد في انكلترا أوكوماس في غان بالتوالي. ويجب أن يشار إلى الفرق بين الحرارة الساحلية والمناخ الاستوائي.



الشكل (7.2)

العلاقات بين تكرار ـ شدة ـ استدامة المطر مأخوذة في (Kumasi)، (Ghana) و (Oxford)

تعرض البيانات أيضاً على شكل خرائط للمناطق مع خطوط الأمطار (Isohyetal lines) الموضحة عمق المطر الكلي المتوقع حدوثه في زمن (t) ويتردد مدة كل (N) سنة. إن النشرات الكلاسيكية (التقليدية) لمثل هذا النوع قد أعلنت بواسطة يارنال (Yarnall) (8) اذ تبين مثل هذه الخرائط للولايات المتحدة. إن الشكل (8.2) يمثل نموذجاً لهذا وهو مستنتج من بحث يارنال ويبين هذا النموذج المطر ذو استدامة خمس دقائق والمتوقع مرة كل 50 سنة.



الشكل (8.2)

مطر لفترة خمس دقائق، في (mm) المتوقعة مرة في كل 50 سنة في الولايات المتحدة

يقوم في الوقت الحاضر معهد الهايدرولوجي في المملكة المتحدة بالتعاون مع دائرة الأنواء الجوية بمشروع دراسة الفيضان. إن الجزء الأكبر من العمل في مجال الارصاد الجوي يشمل على تحليل كميات كبيرة من بيانات المطر اليومية والبيانات المأخوذة من مقاييس المطر المسجلة (Autographic). والآن فإنه من المستطاع استخراج متوسط شدة المطر الممكن تحقيقها او تجاوزها بصورة موضوعية لأي منطقة أو فوق أي مساحة في المملكة المتحدة لأية استدامة ولأي فترة مكررة محددة. وبالاضافة الى هذا هناك طاقمان متوفران من مقاطع العواصف (Storm profile) الأول للصيف والثاني للشتاء.

يتم اختيار المقطع من قبل المهندس على أساس نسبة العاصفة المختارة لتحقيق او تجاوز درجة معطاة من المقطع المحدد. وبامكان المصمم ان يطبق معدل مختار لسقوط مطر واستدامة للمقطع المختار مع معرفة بالفترة المتكررة لهذه الظاهرة المركبة. إن هذه المعلومات الأخيرة وثيقة الصلة بصورة خاصة لتصميم مجاري مياه الأمطار.

4.8.2 العلاقات بين عمق المطر ـ المساحة ـ والزمن:
(Depth-area-time relationships)

من النادر أن يحدث السقيط بصورةمتجانسة على كل المساحة. إن التغير في الشدة والعمق الكلي للسقيط يحدث من المركز إلى محيط العاصفة (9). إن شكل التغيير هذا موضح في الشكل (9.2) حيث يظهر كيف ان للعاصفة المنفردة يقل معدل العمق من الحد الأعلى كلما زادت المساحة المعنية. من المفيد على العموم ـ أن يحدد هذا وقد بين هولند (10) بأن النسبة بين مقدار المطر الساقط على نقطة معينة والساقط على مساحة إلى حد 10 كم^2 ولعواصف مطر مستمرة بين 2 إلى 120 دقيقة تعطى بواسطة المعادلة التالية:

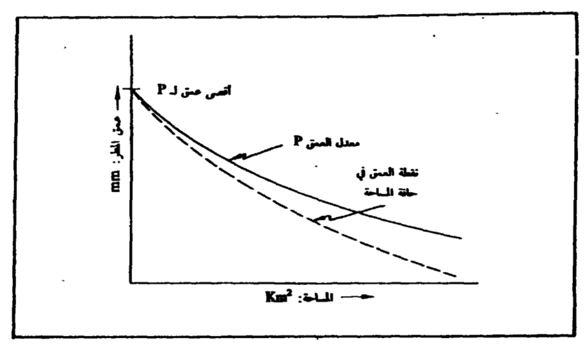
$$\frac{\bar{P}}{P} = 1 - \frac{0{\cdot}3\sqrt{A}}{t^*} \qquad (12.2)$$

حيث:

$\bar{P}$ = متوسط ارتفاع المطر فوق المساحة.

P = عمق المطر على نقطة مقيسة في مركز المساحة.

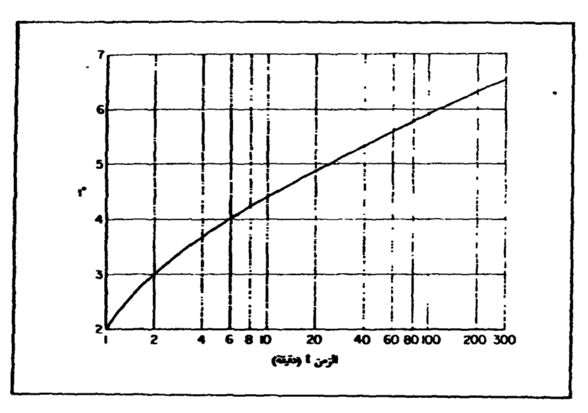
A = المساحة بالكيلومترات المربعة.



الشكل (9.2)

منحنيات العمق ـ المساحة للمطر

t^* = دالة كاما المعكوسة (Inverse gamma) لزمن العاصفة مستخلصة من العلاقة في الشكل (10.2).



الشكل (10.2)

التوافق بين العاصفة t و t^*

□ مثال (1.2):

ما هو متوسط شدة المطر فوق مساحة مقدارها 5 كيلومترات مربعة خلال عاصفة امدها 60 دقيقة ويتردد مرة كل عشر سنوات في بريطانيا.

من الشكل (5.2) إن خط التردد لمرة كل عشر سنوات يقطع منحنى ارتفاع المطر 25 ملم في حواي الزمن 60 دقيقة.

P= 25mm.

والزمن معطى وهو 60 دقيقة

ومن الشكل (10.2)

t^*=5.6

وبالتالي:

$$\frac{\bar{P}}{P} = 1 - \frac{0.3\sqrt{5}}{5.6} = 1 - 0.12 = 0.88$$

$$\therefore \quad \bar{P} = 0.88P = 0.88 \times 25 = 22 \text{ mm in 1 hour}$$

وللمقانة بواسطة منحنيات اوكسفود. ومن الشكل (7.2) إن تواتر عشر سنوات لأمد 60 دقيقة يعطينا 23 ملمتر

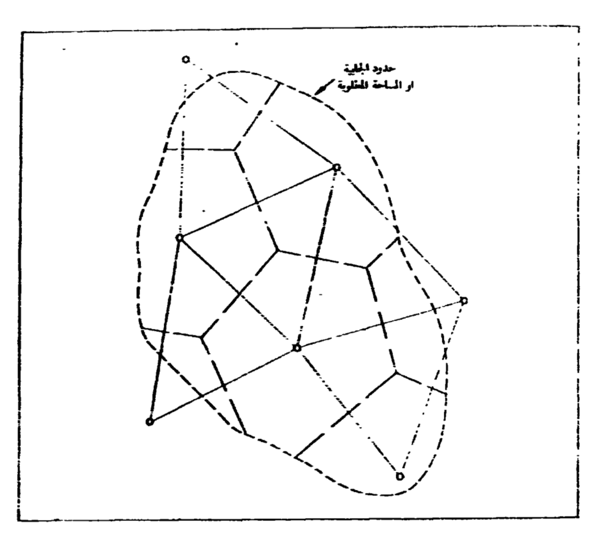
$$P = 0.88 \times 23 = 20\text{mm in 1 hour.}$$

عند تخمين كمية المطر الكلية الساقطة فوق مساحات كبيرة فإن حدوث عاصفة معينة وإسهامها (تأثيرها) على المقاييس غير معروف وإنه من الضروري تحويل القيم العلنيلة للمطر على نقاط منفردة لاعطاء متوسط عمق المطر على مساحة معينة.

إن أبسط طريقة لعمل هذا هو بأخذ المعدل الحسابي للكميات المعروفة لكل نقاط المساحة. فإذا ما كان توزيع مثل هذه النقاط فوق المساحة متجانساً والاختلاف في كميات المطر في المقاييس المستقلة غير كبير، فإن الطريقة تعطي نتائج جيدة ومعقولة.

والطريقة الأخرى ــ والمنسوبة إلى تيسن (12) (Thiessen) تعرف مناطق تأثير كل محطة برسم خط بين كل محطتين وتنصيف هذه الخطوط بأعمدة وفرض بأن كل المساحة المحصورة ضمن هذه الحدود المتكونة من تقاطع هذه الأعمدة لها نفس الكمية من المطر كما هو مسجل في المقياس المحصور في هذه المساحة.

وطريقة اخرى لهذا الأسلوب هو برسم أعمدة للخطوط الموصلة بين المقاييس في نقاط متوسط المسافة العمودية بدلاً من منتصف الطول. إن هذا التخليل يكون بعض الأحيان اكثر منطقياً كقاعدة لأنه يعطي اختلافاً بسيطاً في النتائج وهاتان الطريقتان تعطيان نتائج مضبوطة أكثر من المعدل الحسابي لكن تتضمنان جهداً اكثر. إن مضلع ثيس موضح في الشكل (11.2). والطريقة الثالثة هي برسم خطوط الأمطار او الخطوط الكنتورية للعمق المتساوي من المطر. وتحسب المساحة بين خطوط الأمطار

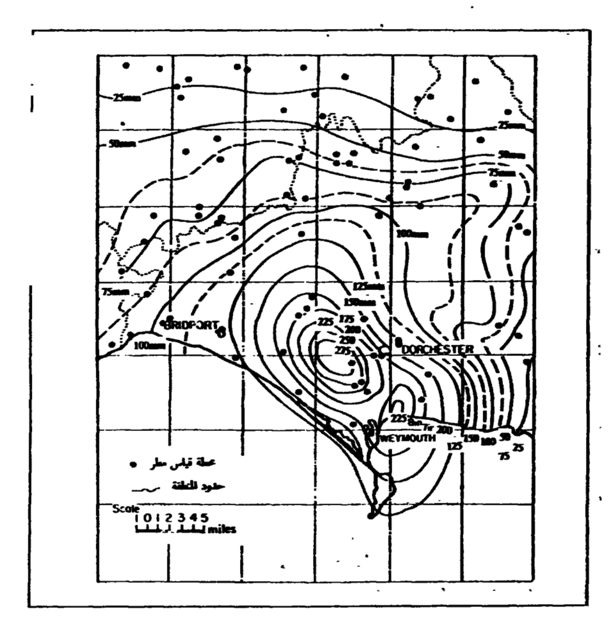


الشكل (11.2)
مضلع (Thiessen)
فرضت المساحة التي يراد حساب المطر لمحطة قياس مغلقة بواسطة خطوط منقطة وحدود الجابية

المتعاقبة ويحدد معدل المطر فوق المساحة. إن المعدل الكلي للمطر فوق المساحة المطلوبة تستخرج من المتوسط الكمي (Weighted average). إن الطريقة الثالثة قد تكون هي أفضل الطرق الثلاث ولها بعض المحاسن من أن خطوط الأمطار قد ترسم بالأخذ بنظر الاعتبار بعض الوقائع المحلية مثل الرياح السائدة والطوبوغرافية غير المستوية. الشكل (12.2) يمثل خريطة نموذجية لخطوط الأمطار ولو أن المطر المسجل هو غير قياسي إذ يمثل اكبر كمية من المطر اليومي المسجل في المملكة المتحدة.

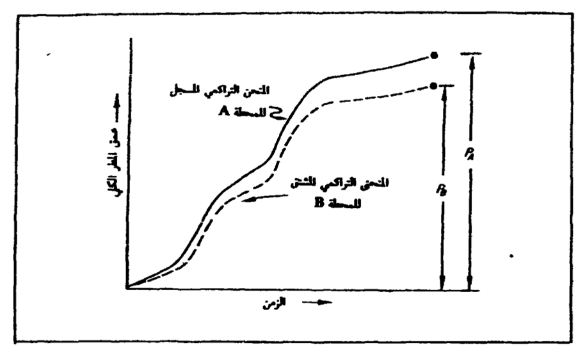
5.8.2تكملة البيانات المطرية:

غالباً ما يحدث عند تجميع بيانات المطر أن هناك مساحات ليس فيها بيانات كافية وخاصة ما يخص شدة المطر. مثلاً، ولنفرض بأن هناك محطتين لقياس المطر (A)



الشكل (12.2)
الأمطار على (Derset). 18 تموز 1955

و (B) وهناك مقياس مسجل في محطة (A) ومقياس غير مسجل في محطة (B) ولنفرض ان المنحنى التجميعي للمطر في محطة (A) كما هو موضح بخط مستمر في المنحني الموضح في الشكل (13.2). فالكمية الكلية للمطر في محطة (B) معروفة وموضحة كنقطة على هذا الشكل فإذا ما كان الموقع الطبيعي لمحطة (B) قرب محطة (A) وإن طبقة المطر مرجحة ان تكون لها نفس الصفات والتردد لذلك فإنه من الممكن فرض بأن المنحنى التجميعي لمحطة (B) سيكون كما هو موضح كخطوط منقطة في الشكل.



الشكل (13.2)
اشتقاق لمعلومات المطر

إن هذه الطريقة لتحديد المعلومات ويجب أن تستعمل في دقة وعناية وقد تكون ذات فائدة كبيرة.

ومثال آخر لهذا هو ملء الفراغات في سجلات محطة ما عندما تكون مثل هذه المعلومات لنفس المدة موجودة في المحطات المجاورة. لنفرض في سنة معينة لا يوجد سجل لكمية المياه الساقطة في محطة (A) وبنفس السنة فإن الكمية الكلية للمياه الساقطة في محطة (B) كانت 650 ملم فإذا فرضنا بأن المعدل السنوي للتساقط في محطتي (A) و (B) كانتا 700 و 600 ملم فبعملية تناسب بسيطة (على فرض بأن معدل العلاقة تبقى ثابتة لهذه السنة ايضاً) فإن كمية المياه المتساقطة السنوية في (A) ستكون:

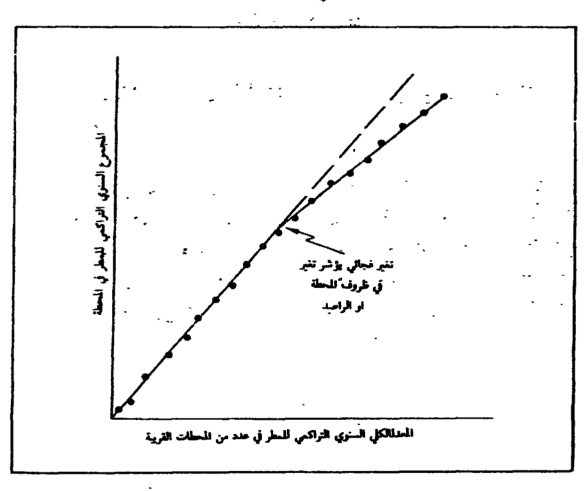
$$\frac{700}{600} \times 650 = 758 \text{ ملم}.$$

إن هذه النتيجة قد تقارن لمصدر آخر مثل كمحطة (C) مثلاً.

6.8.2 الاتجاه الظاهري (Apparant trends) في البيانات المسجلة:

لعدد من سنوات القياس قد يلاحظ بعض الانحراف في كمية المياه المتساقطة السنوية. ومن المهم جداً معرفة ما أن هذا الاتجاه لا يعتمد على طريقة القياس بل، إنه بسبب تغير الظروف المتيرولوجية (المناخية) فقط.

قد يدقق هذا بواسطة رسم المنحنى الكتلي المزدوج (Double mass curve) كما هو موضح في الشكل (14.2). إن الانحراف المفاجيء عن العلاقة الخطية المستقيمة الموضحة بالخط المتقطع في الشكل يبين أن الاختلاف قد حصل نتيجة اخطاء في القياس وليس للظواهر المناخية للمنطقة أي علاقة في تسبيب مثل هذا التغير. وقد يحدث بسبب تشييد بناية أو جدار قرب المقياس والذي يؤثر على تغيير مخطط الرياح حول المقياس، زراعة الأشجار، تبديل جهاز بآخر وحتى تبديل قارىء المقياس الذي قد يستعمل نهجاً آخر في القياس.

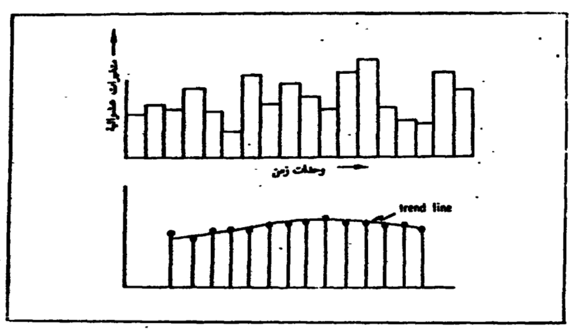


الشكل (14.2)

تأكد من صحة المحطة بواسطة منحنى التراكمي المزدوج

7.8.2 الاتجاهات من المعدل التصاعدي: (Trends from progressive averages)

إن الاتجاهات قد تبين أكثر وضوحاً باستعمال طريقة احصائية بسيطة بفحص المعدلات لفترات أطول وتحريك معدل المجموعة لسنة واحدة في كل مرة. فلو فرضنا بأن بيانات المطر لمحطة لعدد من السنين هي كما موضحة في الشكل (15.2). إن معدل الأول خمس سنوات قد أخذ معدلها ورسم المعدل في منتصف المسافة للمجموعة. إن النقطة الأخرى تستخرج من حذف السنة الأولى من المجموعة وأخذ معدل السنوات من 2 إلى 6 ويرسم هذا المعدل في منتصف المسافة للمجموعة هذه، في هذه الطريقة يمكن ايجاد الاختلاف الواسع للسنوات المعنية واكتشاف الاتجاه الطويل المدى.



الشكل (15.2)

الاتجاهات من المعدلات المتقدمة

إن نفس الأسلوب يمكن استعماله للحرارة، ساعات شروق الشمس، سرعة الريح، وغيرها من البيانات.

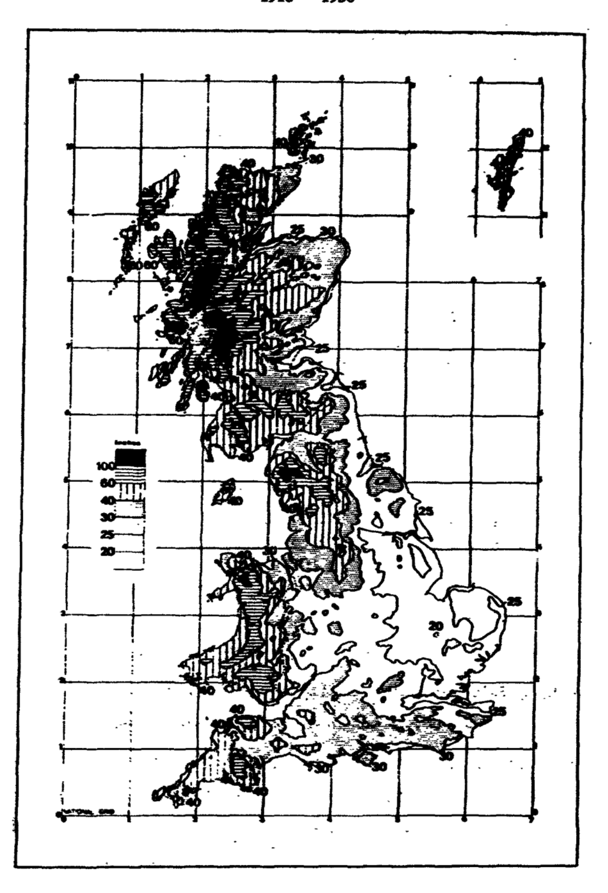
إن خرائط المطر لبريطانيا وايرلندا مطبوعة في الصفحتين اللاحقتين بإذن من دائرة الأنواء الجوية والخدمات الميترويولوجية الأرلندية بالتعاقب.

باستعمال هذه الخرائط فإن المعدل الطويل المدى لسقوط المطر السنوي لأي منطقة من الممكن استخراجه لاستعماله مع الشكل (6.2).

مع الملاحظة بأن الوحدات للخريطتين المرفقتين مختلفة.

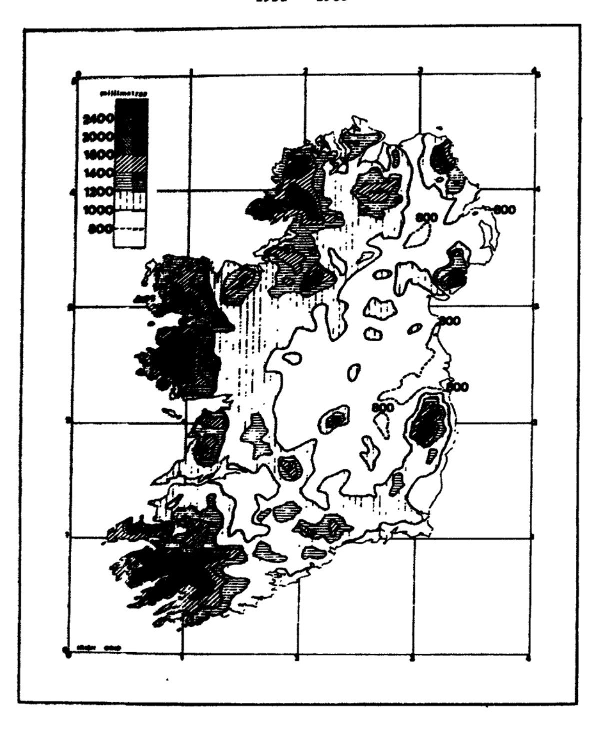
معدل المطر السنوي

1916 — 1950



معدل المطر السنوي

1931 — 1960



3

التبخر والنتح

Evaporation and Transpiration

1.3 العوامل الجوية:

يعتبر التبخر عاملاً مهمًا في جميع دراسات مصادر المياه، حيث يؤثر على مدفوعات احواض الأنهار والسعة اللازمة للخزانات وحجم محطات الضخ والاستهلاك المائي للمحاصيل ومدفوعات المياه الجوفية وذلك قليل من العوامل التي تتأثر بالتبخر.

يتبخر الماء من سطح الأرض في كلا حالتيها الجرداء او المغطاة بالنبات وكذلك من الأشجار ومن السطوح غير النافذة مثل السقوف والطرق ومن سطح الماء المكشوف والأنهار الجارية.

إن معدل التبخر سيكون متغيراً مع تغيير اللون والخواص الانعكاسية للسطوح (The Albedo) وسيكون مختلفاً للسطوح المعرضة مباشرة إلى اشعةالشمس أو المظللة منها.

يصل معدل فقدان الماء بواسطة التبخر في الأقاليم الرطبة الدافئة إلى 600 ملم في السنة من السطوح المائية المكشوفة وربما 450 ملم في السنة من سطوح الأرض. أما في الأقاليم المناخية القارية، كالعراق مثلاً، تصل الأرقام المشار إليها إلى 2000 ملم و 100 ملم في السنة وهذا التفاوت الكبير في الحالة الأخيرة يعزى إلى شحة المتساقطات خلال السنة.

فيما يلي بعض العوامل الجوية التي تؤثر على التبخر:

□ **الإشعاع الشمسي: (Solar radiation)**

التبخر هو عملية تحول الماء إلى بخار. تحدث هذه العملية بدون انقطاع خلال ساعات النهار وكثيراً ما تحدث خلال ساعات الليل. وبما أن تغيير حالة جزيئات الماء من السائلة إلى الغازية يحتاج إلى طاقة مدفوعة (الحرارة الكامنة للتبخر) فإن نشاط هذه العملية سيزداد تحت إشعاع الشمس المباشر. إن الغيوم تحجب الطيف الشمسي الكامل من الوصول إلى الأرض وبالتالي تقلل من الطاقة المدفوعة يبطىء من عملية التبخر.

□ **الرياح: (Wind)**

عندما يتبخر الماء إلى الجو تتشبع الطبقة الهوائية المحاذية لسطح الأرض ولاستمرار عملية التبخر يجب أن تزاح هذه الطبقة ويحل محلها باستمرار طبقة هواء جافة. إن حركة الهواء هذه في الطبقة المحاذية لسطح الأرض تعتمد على الرياح وبهذا فإن سرعة الريح هو عامل مهم في عملية التبخر.

□ **الرطوبة النسبية: (Relative humidity)**

إن العامل الثالث الذي يؤثر في التبخر هو الرطوبة النسبية للهواء. في حالة ارتفاع رطوبة الهواء تقل قابلية الهواء لامتصاص بخار الماء وينخفض بذلك معدل التبخر. إن احلال محل الطبقة الهوائية المشبعة والمحاذية لسطح الأرض بهواء ذي رطوبة عالية لن يساعد على استمرار معدل التبخر. وسيحدث هذا فقط إذا كان الهواء الداخل أقل رطوبة من الهواء المزاح.

□ **الحرارة: (Temperature)**

كما ذكر سابقاً، إن الطاقة المدفوعة ضرورية لعملية التبخر فإذا كانت درجة الحرارة المحيطة بالهواء وسطح الأرض عالية فإن التبخر سيتواصل بسرعة أكبر لو كانت باردتين. لأن الطاقة الحرارية تكون جاهزة أكثر. بما أن قابلية الهواء لامتصاص بخار الماء تزداد بارتفاع درجة الحرارة، لذلك فإن درجة حرارة الهواء لها تأثير مضاعف على كمية وكيفية حدوث عملية التبخر. بينما يكون لدرجة حرارة الأرض والماء تأثير مباشر مفرد.

2.3 النتح : (Transpiration)

تحتاج النباتات النامية بمختلف أنواعها إلى الماء لإدامة الحياة ويختلف هذا الاحتياج باختلاف اصنافها. تحتفظ النباتات بجزء بسيط من الماء في بنيتها والجزء الأكبر يمر من خلال الجذور إلى الساق أو الأغصان ومن ثم يترشح إلى الجو من خلال أوراق النبات.

في الظروف الحقلية عندما يكون سطح الأرض مغطى بالنباتات فإنه من المستحيل عملياً التمييز بين النتح والتبخر وعادة تربط العمليتان مع بعض وتسمى بـ (Evapo-transpiration) (بالتبخر ــ نتح).

إن كمية الرطوبة التي تفقدها الأرض بواسطة (التبخر ــ نتح) تعتمد اولاً على سقوط الأمطار وثانياً عى العوامل الجوية مثل درجة الحرارة والرطوبة وغيرها وثالثاً على نوع النبات وطريقة الفلاحة وسعة الرقعة الزراعية. وتزداد هذه الكمية (على سبيل المثال) بالنسبة للأشجار الكبيرة التي تمتد فيها الجذور إلى أعماق كبيرة داخل التربة رافعة الماء إلى أعلى ومستغلتة بعملي النتح في حين أن هذه الكمية من الماء تكون بعيدة عن تأثير التبخر السطحي.

تستمر عملية النتح في الغالب كلياً خلال النهار وتحت تأثير الاشعاع الشمسي وفي خلال الليل تنغلق ثغيرات النباتات وبذلك يكون فقدان الرطوبة من سطوح النباتات قليل جداً.

أما التبخر فيستمر طالما تكون الحرارة اللازمة متواجدة. والعامل الآخر الذي يليه في الأهمية هو توفر الكمية الكافية من المياه فإذا ما توفر الماء دائمًا وبغزارة للنبات لكي يستعمل في عملية النتج فستكون كمية النتح أكبر مما لو كان الماء المتوفر أقل من الحاجة وعلى هذا الأساس يجب التمييز بين التبخر ــ نتح الكامن (Potential Evapro-transpiration) والحقيقي الذي يحدث.

إن معظم طرق تخمين كمية التبخر ــ نتح تفرض وجود ماء وافر وعليه فإنها تعطي الأرقام الكامنة.

3.3 طرق تخمين التبخر:

1.3.3 طريقة الموازنة المائية أو معادلة الخزن:

تشتمل هذه الطريقة على ايجاد صورة كاملة لكميات المياه الداخلة والخارجة إلى جابية معينة أو حوض. فإذا ما قيست كمية الأمطار المتساقطة على كل المساحة بأسس متظمة ومبرمجة فمن الممكن إيجاد كمية الماء الواصل إلى الجو بشكل قريب من الواقع. إن انتظام قياس مناسيب المجاري المائية التي تبزل المساحة ودقة منحنيات معدلات التصريف المعدة سيعطي مؤشراً الى كمية المياه الخارجة من المساحة عن الطرق السطحية.

من الممكن تعليل الفرق بين هاتين الكميتين بأحد السبل التالية:

1 ــ بواسطة التغير الحاصل في الخزن في الجابية إما في البحيرات السطحية أو المنخفضات أو في داخل طبقات الأرض الحاملة للمياه.

2 ــ بواسطة الفرق في الانسياب تحت الأرض من أو إلى الجابية.

3 ــ بواسطة التبخر والنتح.

من الممكن كتابة معادلة الخزن بصورة عامة كالتالي:

$$E = P + I \pm U - O \pm S \qquad (1.3)$$

حيث:

E = التبخر والنتح.

P = الكمية الكلية للسقيط.

I = المياه السطحية الداخلة (إن وجدت).

U = المياه الجوفية الخارجة.

O = المياه السطحية الخارجة.

S ــ التغيير في الخزن (السطحي وتحت السطحي).

إذا أخذت القراءات خلال فترة طويلة كافية فإن أهمية (S) غير المتراكمة

ستتناقص وبالتالي من الممكن اهمالها وخاصة إذا ما اختيرت نقاط البداية والنهاية من الدراسة لتتوافق بقدر الامكان مع نفس الظروف الفصلية. ليس في الإمكان تعميم أهمية (U) لكن من الممكن جعلها بالمرتبة الثانية من الأهمية في عدة حالات بسبب تعرقل انسياب المياه الجوفية بالعوامل الجيولوجية المعروفة. وفي تلك الحالة من المستطاع تخمين التبخر ـ نتح ويؤدي هذا الأسلوب إلى الوصول إلى التقريب الأول.

2.3.3 طريقة موازنة الطاقة:

تشبه هذه الطريقة طريقة الموازنة المائية وتتضمن حل معادلة التي تحوي على جميع مصادر ومستلمات الطاقة الحرارية ويترك التبخر كمجهول وحيد. إن هذه الطريقة تتطلب عدداً كبيراً من الأجهزة والأدوات وما زالت قيد التطوير ولا يمكن استعمالها آنياً وبدون الحصول على كمية كبيرة من المعلومات وتلك المعلومات لا تكون متوفرة في الحال وعليه فإنها طريقة اختصاصية.

3.3.3 المعادلات التجريبية:

هناك محاولات عديدة للحصول على معادلات مرضية لتخمين مقدار التبخر. وتلك المعادلات عادة للتبخر من سطح الماء المكشوف وهي بالتحديد طرق عامة. والسبب في ذلك بسيط. فإن حدوث التبخر يتطلب تجهيز أو توفر الماء ومهما تكن الظروف المناخية فإن التبخر يكون معدوماً في حالة عدم توفر الماء وعلى هذا الأساس فإن طرق التخمين التي تستعمل المعلومات المناخية تفترض تواجد كمية من الماء وافرة وبمعنى آخر سطح مائي مكشوف. إذن نتائج تلك المعادلات لا تكون للقياسات الحقيقية لكن للتبخر الكامن (Potential evaporation). غالباً ما تكون هاتان الكميتان متساويتين (الحقيقية والكامنة) في خزانات المياه التي فيها سطح مائي مكشوف.

عند حساب التبخر من سطح الأرض فإن مقدار فقدان المياه بهذه الطريقة يعتمد على توفر: المطر ومستوى الماء الأرضي والنبات ونوع التربة كل هذا له تأثير والذي ربما يوضح بتطبيق العوامل التجريبية، والتي تكون عادة أقل من وحدة واحدة إلى تبخر الماء من السطح المكشوف.

هناك حالتان يجب أن تؤخذ بنظر الاعتبار:

1 ـ عندما تكون درجة حرارة الماء مشابهة إلى درجة حرارة الهواء.

2 ـ عندما تكون درجة حرارة الماء مختلفة عن درجة حرارة الهواء.

الحالة الأولى نادرة الحدوث وتعامل تجريبياً بالمعادلة التالية:

$$E_a = C(e_s - e)\, f(u) \qquad (2.3)$$

حيث:

E_a = تبخر الماء المكشوف في وحدة الزمن (الهواء والماء في نفس درجةالحرارة (t) بالدرجات المئوية) ملم / يوم.

C = ثابت تجريبي.

e_s = ضغط بخار الماء المشبع للهواء في درجة t°م (ملم زئبق).

e = ضغط بخار الماء الحقيقي في الجو (ملم زئبق).

U = سرعة الرياح عل ارتفاع معين.

والمعادلة التالية قد استخرجت تجريبياً لنفس الحالة السابقة وهي عامةالمفعول

$$E_a = 0.35\,(e_s - e)\,(0.5 + 0.54U_2) \qquad (3.3)$$

حيث تشير (U_2) إلى سرعة الريح في الأمتار بالثانية على ارتفاع (2) متر و (E_a) مقاس بالململتر في اليوم.

والحالة الثانية هي الشائعة الحدوث ومرة اخرى تأخذ المعادلة الشكل التالي:

$$E_o = C(e_s' - e)\, f(u) \qquad (4.3)$$

وهنا e_s' = هو ضغط بخار الماء المشبع لطبقة الهواء المحاذية للماء في درحة حرارة (t_s) والتي هي مختلفة عن درجة حرارة الماء وكذلك الهواء ومن المستحيل قياسها.

وعلى هذا الأساس إن الصيغ والمعادلات التجريبية التي استحدثت على شكل معادلة (2.3) تعمل بصورة معقولة في المناطق التي استحدثت فيها ثوابت المعادلة ولكنها تفتقر إلى صيغة العمومية والشمولية.

اشتقت مثل هذه المعادلات إلى منطقة اجسلمر (Ijsselmer) في هولندا والتي تطبق للمنطقة هذه أو للمناطق ذات الظروف المشابهة.

$$E_o = 0.345\,(e_w - e)\,(1 + 0.25\,U_6) \qquad (5.3)$$

حيث:

E_o = التبخر من البحيرة في الملمتر في اليوم.

e_w = ضغط بخار الماء المشبع في درجة حرارة (t_w) لسطح الماء في البحيرة (ملم زئبق).

e = ضغط بخار الماء في الهواء (ملم زئبق).

U_6 = سرعة الرياح بالمتر في الثانية مقاس على ارتفاع 6 متر فوق السطح.

4.3.3 نظرية بينمن: (Penman)

استعملت المصطلحات التالية:

E_o = التبخر من سطح الماء المكشوف (أو ما يكافئه بالطاقة الحرارية).

e_w = ضغط بخار الماء المشبع بالهواء في درجة حرارة سطح الماء (t_w).

e = ضغط بخار الماء الفعلي في الهواء في درجة حرارة (t) ويساوي ضغط بخار الماء المشبع في نقطة الندى (t_d).

e_s = ضغط بخار الماء المشبع للهواء في درجة حرارة (t).

e'_s = ضغط بخار الماء المشبع بالهواء في درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الماء (t_s).

n/D = معامل التعتيم = الفعلي / المحتمل من ساعات اشراق الشمس.

R_A = قيمة انكوت (Angot) للاشعاع الشمس الذي يصل الجو.

R_c = إشعاع الشمس والسماء الفعلية المستلمة من قبل الأرض في يوم صحو.

R_I = كمية الاشعاع الصافية الممتصة من قبل السطح بعد الانعكاس.

R_B = الاشعاع من سطح الأرض.

في سنة 1948 قدم بنمن (H.L. Penman) نظرية وصيغة (13) لتخمين التبخر من المعلومات الجوية. تستند النظرية على التقاء مستلزمين لاستمرار عملية التبخر وهما: (1) يجب توفر مصدر للطـاقة لكي يمد احرارة الكامنة للتبخر و (2) يجب أن يكون هناك مصدر ميكانيكي لإزاحة بخار الماء حال تكونه.

□ تجهيز الطاقة:

تصل إلى سطح الأرض خلال ساعات النهار كمية معينة بالامكان قياسها من الإشعاع القصيرة الموج (Short wave radiation) وتعتمد هذه الكمية على الارتفاع وفصول السنة اربعة والوقت خلال النهار ودرجة التعتيم. يبين الجدول (1.3) قيم الاشعاع الكلي (R_A) المتوقع وصوله إلى نقطة معينة على فرض بعدم وجود أي غيوم والجو صافي وأخذت هذه القيم من عمل انكوت (Angot).

إذا كانت:

R_c = الاشعاع بالتموجات القصيرة الفعلية الواصلة الى الأرض من الشمس والسماء؛ و

n/D = نسبة الحقيقية / المحتمل من ساعات شروق الشمس،

أعطى بنمن

$$R_C = R_A(0{\cdot}18 + 0{\cdot}55n/D)$$

لجنوب انكلترا.

واعطى كيمبول (Kimball)

$$R_c = R_A(0.22 + 0.54n/D)$$

لمقاطعة فرجينيا ـــ الولايات المتحدة.

جدول (1.3)

قيم انكوت (Angot) للاشعاع القصير الموجة K_A في الحد الأقصى من الفضاء في غرام ـ سعرة لستمتر مربع لليوم كدالة لأشهر السنة وخط العرض

السنة	كانون (١)	تشرين (٢)	تشرين (١)	ايلول	آب	تموز	حزيران	أيار	نيسان	آذار	شباط	كانون (٢)	خط عرض
3540	0	0	0	136	605	944	1077	903	518	55	0	0	N 90
3660	0	0	17	219	600	930	1060	875	518	143	3	0	80
4850	55	113	258	494	714	892	983	866	687	424	234	86	60
6750	318	397	528	719	843	941	1001	930	847	663	538	358	40
8070	599	666	740	856	887	912	947	912	914	821	795	631	20
8540	829	873	866	891	820	792	803	803	876	878	963	844	خط الاستواء
8070	978	986	892	820	680	588	580	608	737	832	1020	970	20
6750	1033	994	817	648	453	333	308	358	515	686	963	998	40
4850	1013	920	648	403	187	77	50	95	240	459	802	947	60
3660	1094	917	459	113	0	0	0	0	9	181	649	981	80
3540	1110	932	447	30	0	0	0	0	0	92	656	995	S 90

إن الوحدات لـ R_A في النظام العالمي هي جول/م^2/يوم. الجدول اعلاه في غرام . سعرة/سم^2/يوم وعامل التحويل هو:

1 غرام سعرة / سم^2 = 41.9 كيلوجول/م^2

ويرسكوت (Perscott)

$$R_C = R_A(0{\cdot}25 + 0{\cdot}54n/D)$$

لمنطقة كانبررا (Canberra) ــ استراليا.

ومن الممكن الملاحظة فيما لو كانت السماء في أيام كاملة غائمة (n/D=0) فإن حوالي 20% من الاشعاع الشمسي يصل الى سطح الأرض في حين في الأيام غير الغائمة (الصحو) حوالي 70% من الإشعاع تصل إلى سطح الأرض.

إن جزء من R_c ينعكس على شكل موجات قصيرة، ويعتمد هذا الانعكاس على انعكاسية او معامل الانعكاس السطح (r).

فإذا كان R_I = كمية الاشعاع الصافية الممتصة، التي تعطى بصيغة تجريبية

$$R_I = R_C\,(1 - r) = R_A(1 - r)(0{\cdot}18 + 0{\cdot}55n/D)$$

ويشع جزء من R_I من سطح الأرض على شكل موجات طويلة وخصوصاً في الليل عندما يكون الجو جافاً والسماء صافية. ومن الممكن التعبير عن السيل الخارج من الاشعاع (R_A) بصيغة تجريبية كالتالي:

$$R_B = \sigma T_a^4(0{\cdot}47 - 0{\cdot}077\sqrt{e})(0{\cdot}20 + 0{\cdot}80n/D)$$

حيث:

σ = ثابت لامار وبرينكشيم (Lummer and Pringsheim) = 117.74×10^{-9} غرام. سعرة / سم^2/يوم.

T_a = درجة الحرارة المطلقة للأرض = t^0_c+243.

e = ضغط بخار الماء المشبع للهواء بالململتر من الزئبق.

وفي النهاية إن كمية الطاقة الصافية التي تبقى على سطح الماء (r=0.06) يعطى كقيمة (H) حيث:

$$H = R_I - R_B$$
$$= R_C - rR_C - R_B$$
$$= R_C(1 - r) - R_B$$
$$= R_A(0{\cdot}18 - 0{\cdot}55n/D)(1 - 0{\cdot}06) - R_B$$

$$\therefore\ H = R_A(0{\cdot}18 - 0{\cdot}55n/D)(1 - 0{\cdot}06) - (117{\cdot}4 \times 10^{-9})$$
$$T_a^4(0{\cdot}47 - 0{\cdot}077\sqrt{e})(0{\cdot}20 + 0{\cdot}80n/D) \qquad (6.3)$$

هذه الكمية من الطاقة (الحرارة) تستعمل في أربعة مجالات وبعبارة أخرى

$$H = E_o + K + S + C \qquad (7.3)$$

حيث أن:

E_o = كمية الحرارة المتوفرة للتبخر من سطح الماء.

K = كمية الحرارة المنتقلة بواسطة الحمل من السطح.

S = زيادة حرارة كتلة الماء (الخزن).

C = زيادة حرارة البيئة (الحرارة السالبة المنتشرة افقياً).

وخلال فترة من الأيام وتردد ليوم واحد فإن خزين الحرارة قليل بالمقارنة مع التغيرات الأخرى وكذلك بالنسبة للخزين الحراري للبيئة. ولهذا من الممكن كتابة المعادلة السابقة على الشكل التالي نسبة خطأ صغيرة.

$$H = E_o + K$$

□ إزاحة البخار:

لقد أوضح بأنه في الإمكان تمثيل التبخر كالتالي:

$$E_o = C(e'_s - e)f(u) \qquad (4.3)$$

لكن ليس في الامكان ايجاد قيم لـ (e_s') إذا كانت درجة حرارة الهواء والماء مختلفين. افترض ينمن بأن السيطرة على انتقال بخار الماء والحرارة بواسطة الانتشار

الدوام يتم بنفس الطريقة الميكانيكية ويعبارة أخرى الجو المضطرب، فالأول متحكم بـ $(e_s'-e)$ والآخر بـ $(t_s'-t)$.

لهذا:

$$\frac{K}{E_0} = \beta = \frac{\gamma(t'_s - t)}{e'_s - e}$$

حيث:

γ = ثابت مقياس الرطوبة.

= 0.66 إذا كانت درجة الحرارة بالدرجات المئوية و e بالمليبار.

وبما أن

$$H = E_0 + K = E_0(1 + \beta)$$

$$E_0 = \frac{H}{1+\beta} = \frac{H}{1 + \gamma \dfrac{t'_s - t}{e'_s - e}}$$

وبحذف $(t_s'-t)$ وبالتعويض

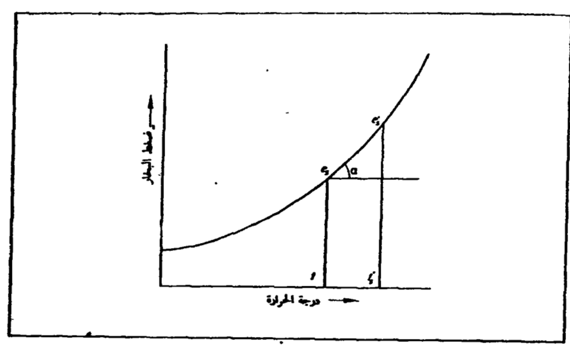
بما أن

$$t'_s - t = \frac{e'_s - e_s}{\Delta}$$

حيث:

e_s = ضغط بخار الماء المشبع في درجةحرارة t.

Δ = انحدار منحنى ضغط البخار المشبع في نقطة t ومساوي $(\tan \alpha)$. انظر شكل (1.3) وهذا التقريب معقول طالما كانت t_s' قريبة جداً من t.



الشكل (1.3)
منحنى ضغط البخار المشبع

إذن

$$E_o = \frac{H}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \cdot \frac{e'_s - e_s}{e'_s - e}} \qquad (9.3)$$

والآن يجب حذف e_s:

وبما أن:

$$e'_s - e_s = (e'_s - e) - (e_s - e)$$

ومن المعادلة (2.3)

$$E_a = Cf(u)\,(e_s - e)$$

ومن المعادلة (4.3)

$$E_o = Cf(u)\,(e'_s - e)$$

$$\therefore \frac{E_a}{E_o} = \frac{e_s - e}{e'_s - e} \qquad (11.3)$$

حيث أن:

E_a = التبخر (وحدات الطاقة) بافتراض درجة حرارة الهواء والماء متساويتان.

وبتعويض قيم المعادلتين (10.3) و (11.3) بالمعادلة (9.3) نحصل على:

$$E_o = \frac{H}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}\left[\frac{(e'_s - e) - (e_s - e)}{e'_s - e}\right]}$$

$$E_o = \frac{H}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}\left(1 - \frac{E_a}{E_o}\right)}$$

ومنها:

$$E_o = \frac{\Delta H + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \qquad (12.3)$$

لـ (Δ) قيم استخرجت من منحنى ضغط البخار المشبع كما يلي:

$t = 0°C$	$\Delta = 0{\cdot}36$
10	0·61
20	1·07
30	1·80

بالرجوع إلى المعادلتين (3.3) و (6.3) لقيم E_a و H على التوالي فمن الممكن ملاحظة أن (E_a)تقاس من الملاحظات الجوية القياسية لمعدل درجة حرارة الهواء والرطوبة النسبية وسرعة الريح على ارتفاع قياسي وساعات شروق الشمس. ولقد فحصت هذه المعادلة الرياضية في عدد من المواقع المختلفة وأعطت نتائج جيدة جداً واستناداً إلى المبادىء الفيزيائية فإنها تطبيق عام وتعطي قيماًمعينة ومن الممكن استخدامها في دراسات المشاريع لحين توفر معلومات حقيقية عن التبخر (انظر (6.3)).

ولغرض تقليل الجهد المصروف على الحسابات عند حل معادلة بينمن صمم بيجكورت (P.J. Pijkort) من المعهد الملكي للأنواء الجوية في هولندا مخططاً بيانياً

والذي بواسطته عمل حسابات سريعة. إن هذا المخطط قد استنسخ في نهاية الكتاب بعد موافقة المصمم. إن هذا المخطط قد رسم لقيمة R_c تختلف قليلاً عن القيمة التي استعملها بينمن

$$R_C = R_A(0{\cdot}20 + 0{\cdot}48n/D)$$

عوضاً عن

$$R_C = R_A(0{\cdot}18 + 0{\cdot}55n/D)$$

لكن أي فرق قد يحدث من جراء هذا سيكون أصغر من الخطأ المحتمل في تقدير غطاء الغيوم ومن الممكن إهماله. إن قيم (R_A) لأي خط عرض من الممكن استخراجها من الجدول (1.3).

4.3 التبخر من سطح الأرض باستعمال قيمة E_o لبنمن:

بين بنمن في بحثه الأصلي عن تجارب أجريت على الترب المغطاة بالأعشاب (Turfed soils) والترب الجرداء وذلك لإيجاد وسيلة لمقارنة معادلات التبخر من هذه الترب (E_T,E_B) مع التبخر من سطح الماء (E_0). واستنتج بأن معدلات التبخر من سطح التربة الجراء المبللة تواً هي حوالي 90% من معدلات التبخر من سطح الماء تحت نفس الظروف الجوية. أو

$$E_B/E_o = 0{\cdot}90$$

أما للسطوح المغطاة بالأعشاب فإن المقارنة كانت أكثر تعقيداً واعطى بنمن الأرقام التالية للترب المكسوة بالأعشاب مع توفر الماء وهي:

قيم E_T/E_0 لجنوب انكلترا

تشرين الثاني ــ شباط	0.6
آذار ــ نيسان أيلول ــ تشرين الأول	0.7

أيار ــ آب	0.8
للسنة ككل	0.75

وتلك الأرقام جميعها أقل من واحد بسبب الانعكاس من النبات أكثر من سطح الماء وكذلك بسبب النتح من النباتات يتوقف عملياً اثناء الليل.

5.3 معادلة ثورنثويت(Thronthwait) للتبخر ــ نتح:

أجرى سي. دبليو ثورنثويت (C.W. Thronthwait) عدد من التجارب في الولايات التحدة الأميركية استعمل فيها الليزوميتر (Lysimeter) ودرس بصورة شاملة العلاقة بين درجة الحرارة والتبخرــالنتح. وقد ابتكر من عمله هذا طريقة لتخمين كمية التبخرــالنتح الكامنة (14) لنباتات قصيرة الطول، مع تجهيز كمية ماء مناسبة في الولايات المتحدة.

إذا كانت t_n ــ المعدل الشهري لدرجات الحرارة لأشهر السنة المتعاقبة في الدرجات المئوية (n=1,2,3,..,12) و J = المؤشر الحراري الشهري (Monthly heat index) فإن

$$j = \left(\frac{t_n}{5}\right)^{1.514} \qquad (13.3)$$

والمؤشر الحراري السنوي J هو

$$J = \sum_{1}^{12} j \ \text{(لاثنتي عشر شهر)} \qquad (14.3)$$

أما كمية التبخر ــ نتح الكامنة لأي شهر ذو معدل درجة حرارة شهرية (t) بالدرجات المئوية فيعطي بـ (PE_x)

$$PE_x = 16\left(\frac{10t}{J}\right)^a \ \text{ملم / الشهر} \qquad (15.3)$$

حيث

$$a = (675 \times 10^{-9})J^3 - (771 \times 10^{-7})J^2 + (179 \times 10^{-4})J + 0.492 \qquad (16.3)$$

إن (PE_x) هي قيمة شهرية نظرية على أساس 30 يوماً و 12 ساعة شروق لكل يوم. إن القيمة الفعلية PE لشهر معين بمعدل درجة حرارة t^0 هو

$$PE = PE_x \frac{l\,T}{360} \text{ mm} \qquad (17.3)$$

حيث:

D = عدد أيام الشهر.

T = معدل عدد الساعات بين شروق الشمس وغروبها في النهر.

جربت هذه الطريقة من قبل سيرا (Serra) حيث اقترح تبسيط المعادلتين (13.3) و (16.3) كما يلي:

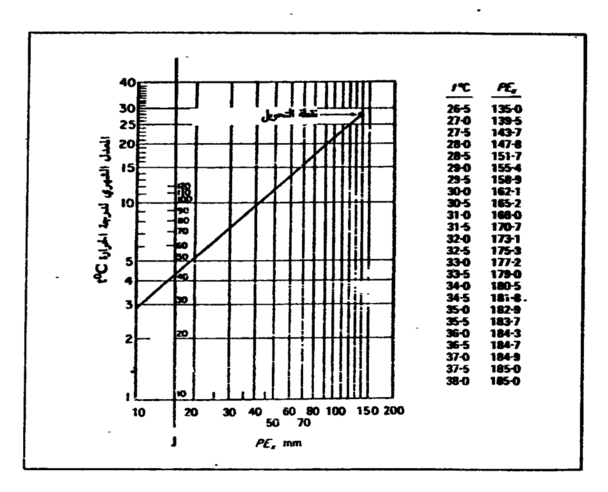
$$J = 0{\cdot}09 t_m^{3/2} \qquad (18.3)$$

$$a = 0{\cdot}016J + 0{\cdot}5 \qquad (19.3)$$

إن هذه الطريقة لتقدير التبخر ـ النتح الكامن هي طريقة تجريبية ومعقدة وتحتاج استعمال مخطط بياني لحلها. وقد نشر ثورنثويت هذا المخطط البياني والمستخ في الشكل (2.3).

الخطوة الأولى هو إيجاد قيمة مؤشر الحرارة J ومن المخطط البياني في الشكل (2.3) نحصل على قيمة التبخر ـ النتح الكامنة غير المعدلة وذلك برسم خط مستقيم من قيمة K وخلال نقطة التقاء في $t=26.5^0C$ (إذا كانت t^0 أكبر من 26.5^0C استعمل الجدول المرفق لشكل (2.3)). من الممكن قراءة PE_x للشهر المقابلة لمعدل درجة الحرارة المعلومة. ويمكن الحصول على اثني عشر قراءة لاثني عشر شهراً. وهذه القيم غير المعدلة من الممكن تعديلها بواسطة المعادلة (17.3) لطول اليوم وعدد أيام الشهر. ومجموع هذه القراءات تعطي التبخر ـ نتح الكامن السنوي.

لقد وجد بأن هذه الطريقة تعطي نتائج معقولة وجيدة اينما كان هناك غطاء نباتي ولو أن اختلاف أنواع النباتات سيؤثر على القيمة الحقيقية للموقع المعين.



t°C	PEx
26·5	135·0
27·0	139·5
27·5	143·7
28·0	147·8
28·5	151·7
29·0	155·4
29·5	158·9
30·0	162·1
30·5	165·2
31·0	168·0
31·5	170·7
32·0	173·1
32·5	175·3
33·0	177·2
33·5	179·0
34·0	180·5
34·5	181·8
35·0	182·9
35·5	183·7
36·0	184·3
36·5	184·7
37·0	184·9
37·5	185·0
38·0	185·0

الشكل (2-3)

مخطط وجدول لايجاد التبخر ـ النتح الكامن PEx

تعتمد المعادلة على درجات الحرارة وهذا لا يعني بالضرورة أن هناك تطابق مباشر مع الاشعاع الشمسي الداخل مباشرة وذلك بسبب القصور الذاتي الحراري (Heat inertia) للأرض والماء. يعتمد النتح عادة على الاشعاع الشمسي وعلى هذا الأساس من الواجب أخذ الحذر عند استعمال هذه الطريقة والتأكد بأن جميع الظروف لا تتغير بصورة مفاجئة خلال الشهر المعين. وإذا ما استعملت الأعداد لعدة أشهر متعاقبة فإن مجموع الفروق ممكن اهمالها.

إن هذه الطريقة مفيدة ومكملة لطريقة بينمن وخاصة في دراسات المشاريع.

6.3 القياسات المباشرة للتبخر بواسطة الأحواض(Pans) :

يجب أخذ القياسات والملاحظات المباشرة عن التبخر كلما أمكن. إن الجهاز الذي يستعمل لهذا الغرض هو حوض التبخر (Evaporation pan). إن الحوض القياسي في بريطانيا هو مربع طول ضلعه 1.83 متر (6 قدم) وعمقه 610 ملمتر (2 قدم) ويملأ بالماء بعمق 550 ملم (قدم و 9 أنجات) ويوضع داخل الأرض على أن تكون حافة الحوض العليا مرتفعة عن سطح الأرض المجاور بـ 76 ملمتر (3 أنجات) وتؤخذ قراءات بصورة منتظمة عن التبخر بواسطة هذا الحوض من 30 محطة منتشرة في بريطانيا.

أما في الولايات المتحدة فإن الحوض القياسي أو (Class A) هو دائري الشكل وبقطر 1.22 متر (4 قدم) وعمق 245 ملمتر (10 أنجات) يملأ إلى ارتفاع 180 ملمتراً (6 أنجات) ويوضع على شبكة خشبية لترتفع القاعدة السفلى للحوض بـ 150 ملم (6 أنجات) عن سطح ارض. وتؤخذ قراءات بصورة منتظمة في أكثر من 400 موقع.

والنوع الثالث والذي يستعمل أحياناً في المملكة المتحدة هو حوض بيريرا (Peirera pan) وهـو دائـري الشكل مثل الحوض الأميركي لكنه أعمق ويغرس في الأرض مع وجود فراغ 3 أنجات حوله. إن مدى درجات الحرارة اليومية في الحوض الأميركي أكبر من الحوض المربع لكنه عادة يكون متجانساً بينما يكون الماء في الحوض المربع على شكل طبقات. إن مضاعفة سرعة الريح قد يزيد من مقدار التبخر إلى 20%.

بمقارنة الحجم الصغير والعمق الضحل لأحواض التبخر مع الحجوم الكبيرة للبحيرات أو الأنهار وكذلك مواقعها عند أو قرب سطح الأرض سيسمح تناسباً لكميات أكبر من حرارة الجو لكي تمتص بواسة الماء الذي في الأحواض خلال الجوانب والقعر مما هو في حوض الماء الطبيعي وكذلك مختلفة باختلاف أشكال ومواقع الأحواض نفسها. لذلك فإن كمية التبخر من هذه الأحواض يكون نسبياً أكبر ومن الضروري استعمال معامل للتبخر بخاصة. تتراوح قيم هذه المعامل من 0.65 إلى أكبر من واحد معتمدة على أبعاد الحوض وموقعه. وبصورة عامة فإن معامل الحوض القيـاسي البريطاني هو 0.92 تقريباً ومعامل حوض دائرة الأنواء الجوية الأميركية (Class A) هو حوالي 0.75 وقـد تكون اختلافات كبيرة ضمن هذه المعامل.

أجري لو (Law) (16) دراسات مقارنة خلال 14 سنة في موقعين في يوركشاير ووجد بأن نسبة التبخر من الحوض الأمريكي (Class A) إلى التبخر من الحوض المربع البريطاني يتراوح بين 1.17 إلى 1.40 أي بمعدل 1.32. وقد أعطى هوك (Houk) (17) حساباً كاملاً لقيم أمريكية معروفة وأعطى أوليفر (Oliver) (18) عدة معلومات من مصادر أفريقية ومن الشرق الأوسط.

هناك مصاعب في استعمال الأحواض للقياس المباشر للتبخر، مبتدئاً من الصعوبة في قياس الاختلافات الصغيرة في الارتفاعات والاستعمال اللاحق للمعاملات التي تربط القياسات مع الخزانات الصغيرة والأحواض المائية الكبيرة. ومع ذلك يجب أن تشكل القياسات الحقلية الحقيقية جزءاً مهمّاً من أي مشروع دراسات التبخر.

7.3 المقنن المائي: (Consumptive Use)

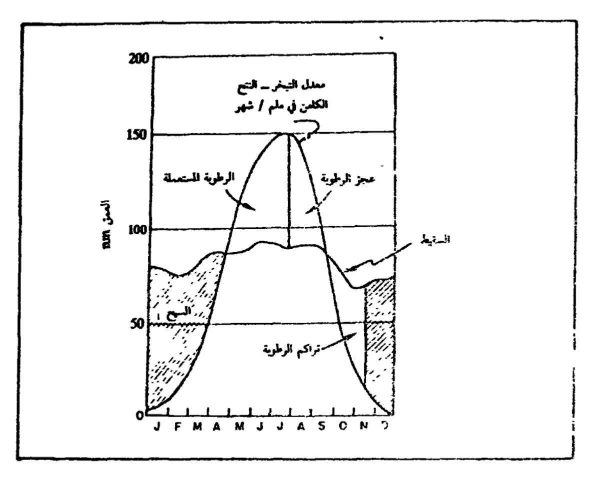
إستعمال اصطلاح التبخر ــ نتح للتعبير عن تبخر الرطوبة من سطح الأرض متضمنة البحيرات والجداول والغطاء النباتي الذي قد يكسو الأرض. إن المقنن المائي يعزي إلى التبخر والنتح من الغطاء النباتي الذي يكسو الأرض فقط وكثيراً فيما يتعلق بالزراعة والبستنة ويضم احتياجات الري وعادة ما تستعمل هذه المصطلحات بالترادف.

إن المقنن المائي لمساحة معينة يعتمد على عدة عوامل منها الطقس وتجهيز رطوبة التربة وزراعة النباتات وأنواع التربة وطريقة إدارة الأرض. وتتضمن العوامل المناخية السقيط ودرجة الحرارة والرطوبة والريح وخط العرض (الذي يؤثر على طول فصل الإنبات) ويعتمد تجهيز رطوبة التربة على الطبوغرافية والانسياب داخل الأرض وكذلك على السقيط وتختلف نوع التربة وإدارة الأرض بصورة كبيرة على مسافات قصيرة. لا توجد صيغ عامة نافذة المفعول لكن هناك عدة معادلات تجريبية ربما يمكن استعمالها مع معامل محلي لإيجاد احتياج الماء السنوي في أي مكان بقيود محدودة معينة.

1.7.3 المحاصيل المزروعة: (Arable Crops)

يعزى المقنن المائي إلى الماء الحقيقي الذي استعمل بينما تعطي معادلات التبخر ــ النتح كمية الماء الكامنة.

يبين الشكل (3.3) بأنه لمكان معين وما لم يكن هناك سقوط مطر عند الحاجة واحتمال وجود عجز كبير في الماء خلال فصل الانبات برغم وجود كمية إمطار كبيرة. في مثل هذه الحالة سيكون المقنن المائي المستعمل أقل من التبخر ــ نتح الكامن وهناك حاجة كبيرة للري خلال هذا الفصل.



الشكل (3.3)
مخطط نموذجي للعجز السنوي في رطوبة التربة

إن القياسات الحقيقية للمقنن المائي قد تكون صعبة وبطيئة وربما تكون باهظة التكاليف. وقد أجريت عدة من هذه التجريات في الولايات المتحدة ومن الممكن تطبيق تلك النتائج على مناطق اخرى باستعمال طريقة استحدثت بواسطة قسم الري وحفظ التربة في قسم الزراعة الأمريكي (20) والتي ربطت المعلومات المتوفرة حالياً عن المقنن المائي مع درجة الحرارة الشهرية ونسبة ساعات النهار وطول فصل الإنبات والسقيط. وقد استحدثت لتقدير المقنن في المناطق الأخرى التي تتوفر فيها المعلومات المناخية فقط.

إن العوامل الأربع التي سبق ذكرها يكون لها تأثير أساسي وهي بصورة عامة متوفرة من الملاحظات الميتربولوجية القياسية والطريقة كالآتي:

1 ــ جدولة معدل درجة الحرارة الشهري لكل شهر بالدرجات المئوية $(t)^0C$.

2 ــ إيجاد النسب الشهرية لساعات النهار السنوية P.

3 ــ ضرب (t) في (P) لكل شهر للحصول على عامل المقنن المائي الشهري (f)

$$f = (46t + 813)\,p$$

وقد فرض بأن المقنن المائي يتغير بصورة طردية مع هذا العامل إذا توفر متسع من تجهيز الماء.

4 ــ ضرب (f) في K (معامل المقنن المائي الشهري) للحصول على المقنن المائي الشهري بالمليمترات.

$$u = kf$$

والمعادلة المماثلة لفصل الانبات ككل هي:

$$U = KF = \Sigma kf$$

حيث أن

U = المقنن المائي للمحصول بالمليمترات.

K = معامل المقنن المائي التجريبي الفصلي.

F = المجموع الشهري لعوامل.

يعطي الجدول (2.3) قيم لـ (k) والتي اقترحت من قبل بليني (Blaney) للولايات المتحدة وفي مناقشة البحث (21) من قبل بليني، اقترح بأن يخفض المعامل الفصلي K بحوالي 10% للمناطق الرطبة. وأشــار هوك (Houk) (17) إلى وجود درجة احتياج قصوى لكل محصول من الماء، وإن تجهيز الماء إلى ما يزيد عن هذه الدرجة

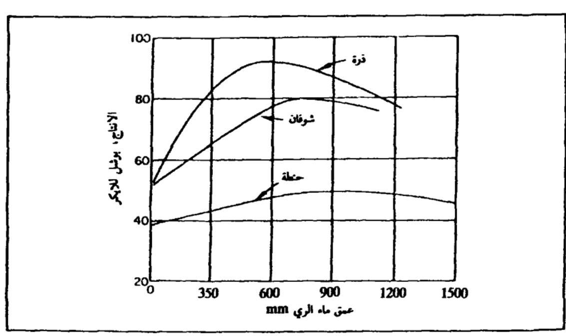
جدول (2.3)

امثلة على معاملات المقننات المائية (k) لمحاصيل مبنية على قياسات للتبخر ـ النتح ودرجات الحرارة

Location	Crop	Mar.	Apru	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Noc.
Arizona	Alfalfa	0·74	0 84	0·91	1·10	1·30	—	0 90	0·75	0 75
	Cotton	—	0·30	0 40	0 60	0 80	0·80	0 70	0·60	—
	Soya beans	—	—	—	0 35	0·60	0·90	0·80	0·50	—
	Guar	—	—	—	—	0 30	0 80	0 90	0·55	—
	Grapefruit	0 55	0 65	0 65	0 70	0 70	0·75	0·70	0·70	0·65
	Oranges	0 53	0 56	0 56	0 58	0 58	0·61	0·61	0·61	0·60
California	Alfalfa	—	0·70	0 80	0 80	0·90	0 90	0·90	0·80	0·70
	Lemons	—	0·40	0 40	0 50	0 50	0 55	0 60	0 50	0·40
	Oranges	—	0·50	0·50	0 55	0·60	0 60	0 60	0·60	0 50
	Beets	—	0·30	0 60	0 65	0 95	0 90	0 40	—	—
	Tomatoes	—	—	—	0 45	0 80	0 70	0·80	0 70	—

يؤدي إلى خفض الانتاج. وبالامكان وضع خطوط عريضة عامة فقط وذلك بسبب أن الفروق بين تركيب التربة وخصوبتها يؤثران في مقدار الدرجة لنفس المحصول ولظروف مختلفة.

إن الشكل (4.3) يوضح علاقة نموذجية بين كمية الماء والانتاج لولاية يوتا في الولايات المتحدة من هاريز (Harris) (22) والجدول (3.3) يوضح تراوح الاختلاف في احتياج الماء لمحاصيل مختلفة ولحالة معينة والتي استنسخت من تقرير فورتير (Fortier) (23).



الشكل (4.3)

العلاقة بين الماء ـ الانتاج للمحاصيل

جدول (3.3)

التغير في احتياجات الماء لمحاصيل مختلفة حوض نهري (Missouri) و (Arkansas)

Crop	No. of tests	Range in water requirements mm	Crop	No. of tests	Range in water requirements mm
Forage, inc. alfafa	648	590–800	Apples	4	640–795
Barley	335	405–555	Beans	4	385–490
Oats	409	410–550	Buckwheat	3	320–395
Wheat	342	415–550	Cantaloupes	10	455–705
Corn	70	375–560	Peas	168	415–590
Kafir corn	15	435–480	Potatoes	350	420–520
Flax	56	450–565	Sugar beets	128	490–765
Millet	14	245–285	Sunflowers	16	365–425
Milo maize	27	335–520	Tomatoes	6	640–855
Sorghum	26	325–450	Cucumbers	7	530–1140

ولمعلومات أكثر دقة وذات صلة بالموضوع يجب الرجوع إلى النشرات الفنية لقسم الزراعة الأميركي والتي تحوي على معلومات كثيرة جداً من الاختبارات الحقلية للمقنن المائي وكذلك المراجع (18,17).

2.7.3 الغابة:

من الصعب جداً عمل قياسات للمقنن المائي للغابة وتوجد مؤلفات قليلة حول الموضوع. نفذ لو (Law) (16) خطة عمل مبرمجة على المقنن المائي لمزرعة (Sika Spruce) قرب سليدبورن، يوركاشير لخمس عشرة سنة وقد لخصت النتائج من قبل المؤلف كما مبين أدناه وقد قيست المعدلات السنوية لأربع عشرة سنة (1956-1969) على لازوميتر مزروع بمساحة 450 متر مربع يحتوي على (74-95) شجرة (21 شجرة قطعت في منتصف الفترة).

- استدل لو (Law) من تلك التجربة استنتاجات عامة:

(أ) تنتج الأشجار تقريباً نفس الكميات التي تنتجها الأعشاب.

(ب) تعترض الأشجار الصنوبرية ثلث كمية المطر وتفقد بالتالي بواسطة التبخر هذا بالاضافة الى الفقدان بواسطة النتح.

(ج) تعترض الصنوبريات إلى حد 3 ملم من المطر في أي وقت (ولا توجد دلائل بأن الأشجار المتقضية لا تختلف كثيراً).

(د) إن تبخر المطر المعترض في الغابات الصنوبرية لا تختلف بشكل ملحوظ

	القيمة السنوية	
	ملم	%
1 ـ معدل المطر من ثلاثة مقاييس خارج المنطقة	1492	
2 ـ معدل المطر المخمن على الليزوميتر (مبني على 3 مقاييس في قمم الأشجار).	1363	100%
3 ـ المطر النافذ.	923	68%
4 ـ المطر المحصور (2)-(3).	440	32%
5 ـ الماء الجاري من الليزوميتر	535	39%
6 ـ الفقدان الكلي (2)-(5)	828	[illegible]1%
7 ـ الفقدان الصافي بدون (3)-(5) و (6)-(4) بمعنى آخر النتح وهذا منسجم مع المقاس في محطة أنواء قريبة.	388	29%
8 ـ التبخر من حوض مساحة 1.83 متر مربع معدل من حوضين متجاورين.	507	
9 ـ الفقدان من الواح متجاورة مغطاة بالأعشاب (مقاسة بواسطة مقياس النفاذية).	410	
10 ـ التبخر المحسوب من معادلة بنمن معدل حساب لمنطقتين.	511	

من الصيف إلى الشتاء وذلك بسبب أن تأثير الرياح لها اهمية أكثر من درجةحرارة الجو عندما تتوفرمساحة سطح تجهيز كافية.

(هـ) الجريان السطحي من المزرعة كان حوالي 5% من المطر النافذ. تجرى في المملكة المتحدة تجارب مكثفة من قبل معهد الهايدرولوجي على منخفض بلاينليمون (Plynlimon) والتي ستضيف معرفة اضافية إلى الخزن المائي للغابات.

4

الرشح
Inflitration and Percolation

1.4 سعة الرشح للتربة:
(Inflitration Capacity of Soil)

عندما يسقط المطر فإنه يبلل في أول الأمر النباتات أو التربة الجرداء وعندما يصبح السطح مبللاً تماماً فإن المطر المتعاقب يجب أن يخترق الطبقات السطحية إذا كان السطح منفذاً (Permeable) أو يجري على السطح باتجاه الجداول إذا كان غير منفذاً (Impereable). إذا كانت الطبقات السطحية مسامية ولها مسالك دقيقة تسمح بمرور القطرات المائية فإن الماء يترشح إلى داخل الطبقات الترابية. إن التربة التي تنمو عليها النباتات تكون دائمًا منفذة إلى بعض الحدود. وطالما مرت المياه المرتشحة خلال الطبقات السطحية فإنها ستترشح إلى الأسفل تحت تأثير الجاذبية الأرضية إلى أن تصل إلى منطقة التشبع عند المستوى المائي. إن الأنواع المختلفة من التربة تسمح للماء بالرشح بمعدلات مختلفة. فلكل نوع من التربة سعة رشح مختلفة (f) مقيسة بالملمترات في الساعة (او الأنجات في الساعة). من الممكن التصور على سبيل المثال بأن المطر المتساقط على تربة متكونة من الحصى أو تربة رملية سيترشح بصورة سريعة وحتى الأمطار الشديدة سوف لا تولد سيحاً سطحياً بشرط كون

المستوى المائي تحت سطح الأرض. وبالمثل فإن الترب الطينية ستقاوم الرشح وسيكون السطح مغطى بالمياه حتى عند سقوط أمطار خفيفة. إن كثافة المطر (I) تؤثر بجلاء على كمية المطر المرتشحة والكمية المنسابة على السطح.

2.4 العوامل المؤثرة على f_c :

إن (Nassif) و (Wilson) (24) قد قاما منذ وقت قريب بإجراء دراسات شاملة لعملية الرشح مستعملين مستجمعاً مختبرياً قابلاً للوزن بمساحة 25 متراً مربعاً. وقد استنتجا بأن معدل الرشح للأي تربة تحت تأثير مطر ثابت الشدة يتناقص وفقاً للمعادلة التالية التي استعملت أول مرة من قبل (Horton) (25)

$$f = f_c + \mu e^{-Kt} \qquad (1.4)$$

حيث أن:

f = معدل الرشح في أي وقت (t) مقاساً بالملمتر في الساعة.

f_c = سعة الرشح لقيمة كبيرة من (t) (ملم / ساعة).

f_o = سعة الرشح الابتدائية عندما يكون (t) مساوياً إلى الصفر (ملم / ساعة).

$$\mu = f_o - f_c$$

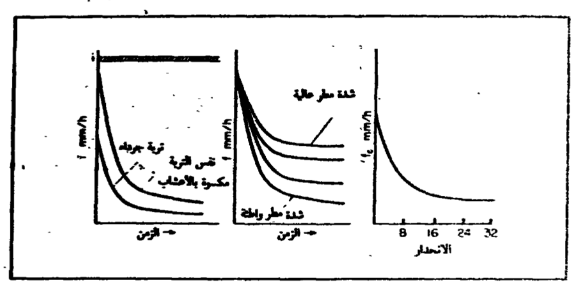
t = الزمن مقيس من بدء المطر (دقيقة).

K = ثابت يعتمد على نوع التربة والسطح (1 / دقيقة).

إن الثابت (K) هو دالة تركيب السطح أي عند وجود الغطاء النباتي فإن قيمة (K) ستكون صغيرة بينما للسطح ذو التركيب الناعم الأملس مثل التربة الجرداء سيكون أكبر. إن (f_o) و (f_c) هما دالتان لنوع التربة والغطاء. فعلى سبيل المثال إن التربة الرملية أو الحصوية الجرداء سيكون لها قيم عالية لـ (f_o) و (f_c) وللترب الطينية الجرداء ستكون قيم (f_o) و (f_c) منخفضة لكن كلتا القيمتين ستزداد لكلتا التربتين إذا زرعتا بالأعشاب. إن (f_o) هي دالة للانحدار صعوداً إلى قيمة محدودة للانحدار (تقدير من 16% إلى 24%) وبعدها سيكون الاختلاف قليلاً. إن (f_c) هي دالة للمحتوى المائي الابتدائي للتربة فكلما كانت التربة أكثر جفافاً في البداية ازداد مقدار (f_c) ولكن الاختلاف قد يكون بالمقارنة صغيراً. إن (f_c) هي دالة لشدة المطر فإذا ما ازدادت شدة

() ... قيمة (f_c). إن لهذا العامل تأثير كبير على قيمة (f_c) أكثر من أي متغير آخر.

إن هذه العلاقات موضحة في الشكل (1.4) لتربة زراعية نموذجية وفي



الشكل (1.4)
التغير في سعة الرشح

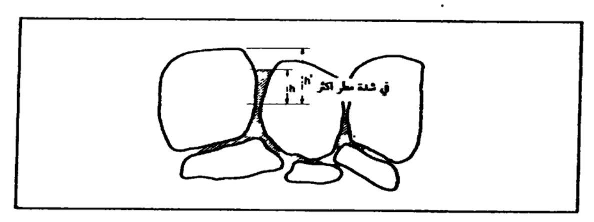
الجدول (1.4) بيان لبعض القيم النموذجية لـ (K) و (f_0) و (f_c) لأنواع مختلفة من التربة. إن العاملين (K) و (f_0) هما ثابتان نسبياً للنوع الواحد من التربة ولا يتغيران بصورة ملحوظة مع انحدار الجابية أو شدة المطر أما (f_c) فيتغير بصورة واسعة مع الاثنين ولذلك يظهر في الجدول كقيم غير محدودة.

إلى وقت قريب كان التفكير العام بأن قيمة (f_c) هي ثابتة للنوع الواحد من التربة ولكن ظهر بأنه غير صحيح. يظهر أن معدل الرشح محدد بصورة أساسية بالمسامات السطحية. وإن الزيادة الصغيرة في الشحنة الهايدروستاتيكي (Hydrostatic head) فوق هذا المسام يؤدي إلى سرعة الجريان خلال سطح التربة. فإذا ما تصورنا الطبقة السطحية كما هي مبينة في الشكل (2.4) حيث تظهر جزيئات تربة السطح فإن العامل المؤثر هو الشحنة (h) على أصغر المقاطع العرضية للمسام. يستمر هذا في الازدياد مع زيادة شدة المطر حتى الوصول إلى قيمة محدودة حيث يمنع الجريان السطحي أي زيادة أخرى. وكما يبدو بشكل غير محتمل أنه ظرف محدد غالباً ما يحدث في الظروف الطبيعية.

جدول (1.4)

قيم نموذجية لـ (K) و (f_o) و (f_c) لأنواع مختلفة من الترب

نوع التربة		f_o ملم / ساعة	f_c ملم / ساعة	K دقيقة$^{-1}$
زراعية قياسية	جرداء	280	6-220	1.6
	مكسوة بالأعشاب	900	20-290	0.8
حث(*)	(Peat)	325	2-20	1.8
رملية طينية	جرداء	210	2-25	2.00
ناعمة	مكوسة بالأعشاب	670	10-30	1.40



الشكل (2.4)

الشحنة الهيدروليكي في فجوة ذرة تربة

إن باحثين سابقين (26) قد وجدوا نتائج مماثلةوقد عزت الزيادة في (f_c) في حالة ازدياد شدة المطر إلى فقدان التجانس في المستجمع التجريبي. وقد أكد باحثون آخرون على الأهمية القصوى للطبقات السطحية من التربة (27). إن معدل الرشح للتربة هو مجموع الرشح وخزن المياه الداخلة فوق مستوى المياه الأرضية. وعلى العموم فإن التربة هي بعيدة عن التشبع ولهذا فإن الخزن يستمر في الازدياد لفترة طويلة وهكذا (f_c) يواصل بالانخفاض تحت مطر ذي شدة مستقرة لفترات طويلةنسبياً.

(*) حث (Peat) نسيج نباتي نصف متفحم يتكون بتحلل النباتات تحللاً جزئياً في الماء.

يحدث بأن الطرق الكيفية المفصلة في الأجزاء التالية والتي لغرض السهولة تعزو متوسط قيمة الفقدان من المطر إلى الجابية لإيجاد كمية المطر الصافي هي مبسطة للغاية وخاصة خلال الأمطار المبكرة.

إن التربة الجرداء السطح قد تصبح غير نافذة تقريباً بسبب الانضغاط الناتج عن تصادم القطرات الكبيرة مقرونة بمحاولة دفع الجزيئات الدقيقة إلى داخل الفجوات. كهذا السطح لهذا السبب يتجه ان يصبح أصم وتهبط قيمة (f_c) بصورة حادة. وبالمثل فإن الانضغاط الناتج من قبل الانسان أو الحيوانات التي تطأ السطح وكذلك سير المركبات قد يقلل من سعة الرشح بشدة.

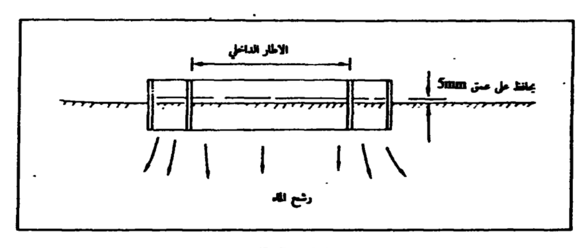
إن الغطاء النباتي الكثيف مثل الحشائش أو الغابات يعمل على زيادة قيم (f_c). إن شبكة الجذور الكثيفة تعمل على توفير مداخل إلى الطبقة الترابية الواقعة تحت سطح الأرض مباشرة. إن طبقة المخلفات العضوية والمشكلة سطحاً شبيهاً بالاسفنج وفتحات جحور الحيوانات ومسالك الحشرات إلى داخل التربة والغطاء المانع للضغط ونتح النباتات الذي يزيل رطوبة التربة. كل هذه تعمل على مساعدة عملية الرشح.

إن الوقائع الأخرى التي تؤثر في المسألة بصورة عرضية هي طرح الصقيع (Frost heave) وغسل التربة من الأملاح القابلة للذوبان بالماء وتشققات التربة نتيجة الجفاف والتي تزيد من مقدار (f_0) واحتباس الهواء المحصور في التربة والذي يقلل من قيمة (f_0). وللدرجة الحرارة بعض التأثير طالما كان سير الماء بين فراغات التربة طباقياً (Laminar) وبالتالي وللزوجة (Viscosity) تأثير مباشر في المقاومة للجريان. فإذا ما ثبتت العوامل الأخرى فإن قيم (f_0) و (f_c) ستزداد في الفصول الدافئة من السنة.

3.4 طرق إيجاد سعة الرشح:

1.3.4 مقياس الرشح: (Inflometer)

إن مقياس الرشح هو أنبوب قصير واسع القطر أو أي حد غير منفذ للمياه يحيط مساحة معينة من التربة وعادة تستعمل حلقتان متمركزتان كماموضح في الشكل (3.4) تغمر هذه الحلقتان إلى عمق 5 ملم فوق السطح بالماء وتمد بالمياه بصورة مستمرة لإبقاء هذا العمق ثابتاً ويحسب الجريان في الأنبوب المركزي (الأوسط). والغرض من الأنبوب الخارجي هو لإزالة (إلى حد ما) تأثير الحواف الجافة للتربة المحيطة.



الشكل (3.4)
مقياس الرشح

تعطي مثل هذه التجارب نتائج نسبية مفيدة لكنها لا تحاكي الظروف الحقيقية لهذا فقد استبدلت بصورة واسعة بتجارب الرش (Springlers) على مساحات أكبر. وهنا يشابه الرش بالرشاشات المطر حيث يجمع الجريان السطحي من المساحة وتحسب كمية المياه المعطاة (الداخلة إلى المساحة) أما الفرق بين الكميتين فيفترض أن تكون قد رشحت إلى داخل التربة.

بينما إن الرشاشات المشابهة للمطر هي أكثر واقعية من الحلقات المغمورة لكن هناك بعض التحديدات للوثوق بالنتائج المستخلصة والتي عادة تعطي قيم أكبر لـ (f) عنها في الظروف الطبيعية. إن هذه الطـــرق بسيطة وفعالة بالنسبة للتأثيرات النوعية مثل المقارنة بين الظروف المختلفة للغطاء النباتي، أنواع التربة وغيرها.

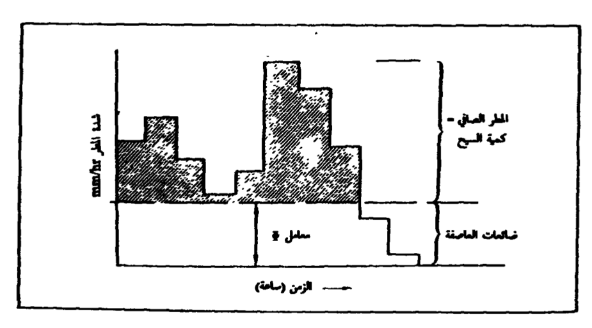
من الممكن الحصول على نتائج رصينة ومكررة باستعمال مستجمعات مختبرية مع مقلدات المطر حيث يكون كمية وسمك التربة مماثلة بصورة وافية كما في الطبيعة. لقد استعمل ناصيف (Nassif) وولسن (Wiison) (24) سبعة أطنان من التربة بطبقة سمكها 200 ملم وقاما بقياس كمية المياه الداخلة والخارجة وكذلك التغير في الخزن. إن مثل هذه المعدات التي استعملاها تعطي نتائج مقارنة جيدة وربما نتائج مطلقة للرشح لكن لا يزال هناك عدم وجود التشابه المطبق مع الظروف الطبيعية حيث أن هناك ضغط جوي اعتيادي تحت طبقة التربة المختبرية بينما لا يوجد مثل هذا الضغط في الطبيعة.

2.3.4 تحليل المطر ـ الجريان السطحي في الجابية:

حاول عدد من الباحثين تحسين طريقة قياس الرشح بواسطة الرش باختيار جابية (Drainage Basin) صغيرة متجانسة وقياس كمية المطر (المتساقط) والتبخر والمياه الخارجة كمياه جارية سطحية بعناية. وعند تخمين كل العوامل الأخرى عدا الرشح فمن الممكن استخراج معدل قيمة (f) لمثل هذا الحوض بالطرق المقدمة من هورتون (Horton) (28) وشيرمان (Sherman) (29) وتبقى الصعوبة في ضمان عدم وجود أي مياه باطنية خارجة غير مسجلة أو اختلاف في الخزن المائي الباطني. وعلى الرغم من أن نتائج كمية قد استخرجت لكن عملية تحليل المعلومات معقدة وحدود الخطأ واسع.

3.3.4 طريقة معامل Ø:

في الإمكان ــ من الناحية العملية ــ استخراج معامل الرشح التي تجعل عمل تقديرات تقريبية معقولة لفقدان الرشح. إحدى هذه الطرق هي طريقة معامل Ø والتي تعرف بأنها معدل شدة المطر التي فوقها يكون حجم المطر مساوياً لحجم الجريان السطحي. يبين الشكل (4.4) عاصفة مطرية مرسومة على منحنى بياني على أساس الوقت بصيغة معدل شدتها لكل ساعة. والمساحة المظللة فوق الخط المتقطع تبين كمية المياه الجارية السطحية المقيسة بالملمتر على مساحة جانبية. وبما أن المساحة غير المظللة تحت الخط المتقطع هي مياه مطر مقيسة لكنها لم تظهر كمياه جارية سطحية فإنها



الشكل (4.4)
ضائعات الرشح بمعامل Ø

تمثل مجموع الفقدان ويضمنها التبخر والاحتجاز السطحي (Surface deterntion) علاوة على الرشح ومع ذلك فإن الرشح يمثل اكبر كمية من الفقدان في أي جابية وعليه إن هذه الطريقة تقريبية وسريعة (حيث أنها لا تأخذ بنظر الاعتبار تغير (f) مع الزمن) لكنها تستعمل بصورة واسعة كطريقة سريعة لتقدير الجريان السطحي المحتمل من مستجمعات كبيرة لعواصف مطرية معينة.

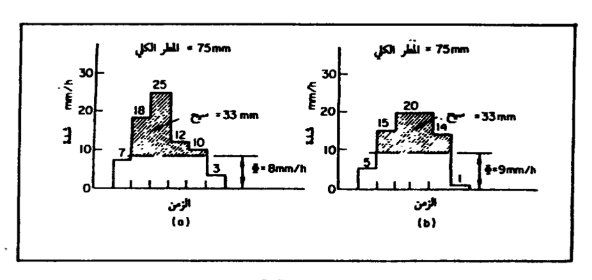
□ مثال (1.4):

إذا كانت كمية المطر الكلية هي 75 ملم كما هو موضح في الشكل (a5.4) وكانت المياه الجارية السطحية من المساحة لهذا المطر مساوية لعمق 33 ملم. عين معامل Ø لجابية.

إن خط معامل Ø يرسم بشكل بحيث تكون المساحة المظللة فوقه تساوي لـ 33 ملم من الجريان السطحي.

في هذه الحالة فإن معامل Ø سيكون 8 ملم / ساعة.

لنفرض مثلاً بأن نفس الكمية من المطر قد توزعت كما هو موضح في الشكل (b5.4) فللحصول على جريان سطحي مساو لـ 33 ملم فوق خط معامل Ø يتطلب رفع الخط إلى قيمة ثانية لمعامل Ø وهي 9 ملم / ساعة.



الشكل (5.4)

امثلة على حسابات معامل Ø

من الواضح لذلك بأن تحديد واحد لمعامل Ø له قيمة محدودة ويجب عمل عدد من العمليات المشابهة لتحديد هذه القيمة وأخذ معدلها قبل استعمال مثل هذه المعامل.

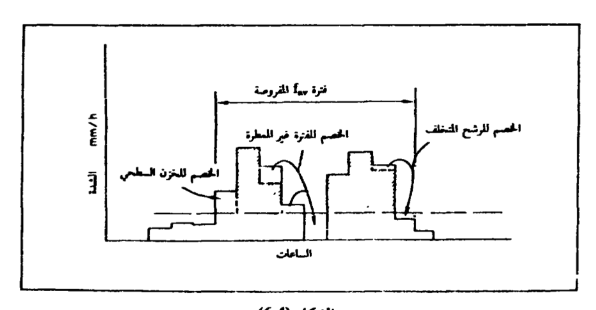
4.3.4 طريقة f_{av}:

إن هذه الطريقة هي تطوير لطريقة معامل ـ Ø وفيها محاولة للسماح للخزن في المنخفضات وكذل الفترات القصيرة غير الممطرة أثناء العاصفة بالاضافة إلى إهمال فترات المطر التي تكون فيها الشدة أقل من سعة الرشح المعروضة للتربة.

بالرجوع إلى الشكل (6.4) فإن الموقع التقريبي لخط f_{av} ثبت بالاستناد إلى معلومات الجريان السطحي ومخطط المطر. وبعدذلك يزحف هذا الخط عمودياً إلى أن تتوازن القيم المختلفة للفقدان ويحصل اكتفاء لكمية الجريان السطحي.

إن تخمين مقدار الفقدان يتم على أساس الكمية المتاحة من معلومات وقرار المحلل الذي هو قرار شخصي ولكن ومن تحليل عدد كبير من العواصف المطرية في الامكان تخمين قيم (f_{av}) لمختلف الظروف.

عند تطبيق القيمة المستخرجة من (f_{av}) لعاصفة مطرية لتخمين الجريان السطحي المتوقع فإن فترات المطر الواقعةخارج فترة الـ (f_{av}) يفترض بأنها مفقودة وأن



الشكل (6.4)

امثلة على توزيع f_{av}

قيمة المطر الفعلي تستخرج مباشرة بعد إدراج الفقدان المخمن كما هو موضح. وقد أعطى بتلر (Bulter) (30) حساباً مفصلاً لهذه الطريقة.

4.4 تأثير رطوبة التربة:

1.4.4 ظروف رطوبة التربة الابتدائية:

إن الطرق السالفة الذكر لتخمين الفقدان موضوعة بصورة أساسية من معلومات المطر والجريان السطحي لجابيات معينة وتصرفها تحت أمطار مختلفة الشدة. إن هذه الطرق تبين متوسط القيم المحددة لسعة الرشح مستخلصة هذه المعلومات بالنسبة لكل الجابية وليست كما في طريقة تعينه لمساحات صغيرة جداً كما في طريقة مقياس الرشح. ولهذا فلا يمكن بهذه الطرق التنبؤ بدقة عن كميات مياه المطر التي ستمتصها التربة والتي ستفقد من الجريان السطحي في حالات معينة طالما تعتمد بصورة أساسية على حالة الرطوبة الموجودة في التربة في وقت بدء المطر. كما أن الجريان السطحي المؤثر من خلال سعة الخزن، فإن رطوبة التربة الابتدائية تؤثر على سعة الرشح وبالتالي على الجريان السطحي في المراحل الأوليةمن العاصفة. لهذا السبب فإن قياسات أخرى لهذا المعامل ضرورة، إذا كان المطلوب التنبؤ بكمية الجريان السطحي من أمطار مشروطة. إن طرق معامل ∅ أو (f_{av}) تعطينا قيماً متوسطة والتي هي في حالات معينة بعيدة عن الواقع واستعملت تلك الطرق بشكل جيد بعد تخمين مستقل للفقدان الابتدائي. هناك طريقتان لحل هذه المسألة المذكورة: الأولى طريقة معامل السقيط السابق والمستعملة في الولايات المتحدة الأميركية. والثانية طريقة تخمين النقص في التشبع والتي تستعمل في بريطانيا.

2.4.4 معامل السقيط السابق: (Antecedent precipitation index)

إن طريقة معامل السقيط السابق مبينة على أساس الافتراض بأن رطوبة التربة تستنفذ بمعدل يتناسب مع كمية المخزون في التربة.

هناك اذن معادلة لوغارتمية

$$I_t = I_0 k^t \qquad (1.4)$$

حيث:

I_0 = القيمة الابتدائية للمعامل (ملم).

I_t = قيمة المعامل بعد (t) من الأيام.

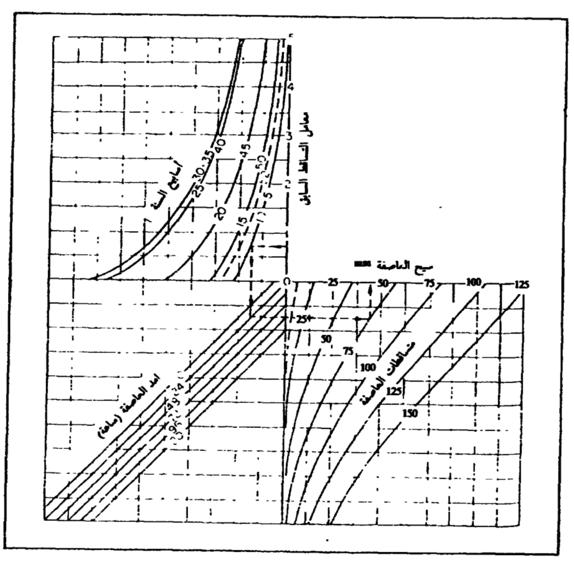
K = ثابت الارتداد وقيمته حوالي 0.92 ويتراوح بين 0.85-0.98.

فإذا كانت قيمة (t) هي وحدة واحدة فإن قيمة المعامل لأي يوم هي (K) مضروبة بمعامل اليوم السابق. فإذا حدث السقيط فإن هذا سيؤدي إلى الزيادة في قيمة هذا المعامل بمقدار لا يمكن تحديده طالما هناك كمية من المطر مضافة إلى المعامل ستكون هي الكمية المضافة إلى الخزن الحوضي (Basin Recharge) فقط ولكن الفرق سيكون عادة قليلاً في قيمة المعامل عند استعمال كل المياه الساقطة.

إن التناقص اليومي المستمر في المعامل هو نتيجة التبخر والنتح وتتغير فصلياً لذلك فإن المعادلة (1.4) تستعمل لقيم (K) متغيرة بحسب الفصول إذا ما استعمل المعامل لتخمين الجريان السطحي الحاصل من عاطفة مطرية فإن هذا التغير يمكن دمجه في علاقة بيانية متحدة المحاور (Coaxial) مشتقة من تحليل مشاهدات أعداد كبيرة من العواصف المطرية وبيانات الجريان السطحي من هذه العواصف على جابية معينة. وقد أعطى لنسلي، كوملر وبولوس (31) وصفاً مفصلاً لكيفية اشتقاق مثل هذه العلاقة الموضحة في الشكل (7.4).

يكون الدخول إلى المنحنى عند طريق معامل السقيط السابق ويرسم خطاً مستوياً من هذا المعامل حتى يقاطع منحنى عدد الأسابيع المعين الذي يقابل التاريخ التقويمي ومن هذا التقاطع ينزل عمود ليتقاطع مع المنحني المناسب لأمد المطر بالساعات ومن ثم خط مستوى ليتقاطع مع منحني الكمية الكلية للمطر. إن المستقيم العمودي من التقاطع الأخير يبين الجريان السطحي المناسب.

إن طريقة معامل السقيط السابق هي أداة ثمينة للتنبؤ بالجريان السطحي المحتمل من الجابيات المعينة لكن من الضروري بذل جهد كبير لاشتقاق العلاقة المناسبة كمثل الموضحة في الشكل (7.4).



الشكل (7.4)

العلاقة بين العاصفة ـ السيح لنهر (Monacacy) في الولايات الأميركية

3.4.4 تخمين النقص في الرطوبة:

بما أن النتح والتبخر هماعمليتان مستمرتان لإزالة رطوبة التربة التي تعاد ثانية بواسطة السقيط فإن قياسات مستمرة ومنتظمة لهاتين العمليتين يثمر عنها طريقة لتخمين النقص في رطوبة التربة (s.m.s) دون الحاجة لأي فرضية مثل المعادلة (1.4).

عندما يزيد التبخر على السقيط، فإن النباتات تسحب رطوبة التربة المتجمعة لاستمرار عملية النتح ونتيجة النقص في رطوبة التربة يصبح الاستمرار بعملية النتح اكثر صعوبة.

إن النباتات والمحاصيل المختلفة ذات المجاميع الجذرية المختلفة تستمر في عملية

النتح بمعدلاتها الكامنة لفترات مختلفة في نفس الظروف. في عملية النقص في رطوبة التربة التي تجري مرتين في الشهر من قبل دائرة الأرصاد في المملكة المتحدة (32)، يفترض بأن لكل محطة يقاس فيها المطر ويخمن التبخر مساحة: 50% منها مغطاة بنباتات قصيرة الجذور قادرة على سحب إلى حد 7.5 ملم الرطوبة قبل أن بدأ التبخر ـ النتح الفعلي بالهبوط أقل من الكامن، 30% منها بنباتات طويلة الجذور والتي تستطيع بالمقابل سحب إلى حد 20 ملم من الرطوبة و 20% هي أراضي ضفية (Riparian) حيث يكون المستوى المائي قريب الى درجة من السطح بحيث أن عمليتي النتح والتبخر لا تتوقفان اطلاقاً.

فعندما يصل الفرق بين المطر والتبخر ـ النتح 7.5 ملم فإن قيم التبخر المسحوبة لاحقاً تأخذ بنظر الاعتبار الاختلاف في المساحات والمعدلات وتحسب قيمة وزنية (Weighted) لكل الجابية.

أجريت تخمينات مقدار النقص في رطوبة التربة عن طريق رصد الأمطار المتساقطة والتبخر المقدر على شبكة من 176 محطة وتنشر خريطة توضح مقدار النقص المخمن في رطوبة التربة لكل بريطانيا خلال يوم من استلام المعلومات من كل المحطات والشكل (8.4) هو مثال نموذجي لمثل هذه الخرائط.

إن التفصيلات الاضافية للنظريات المستعملة في التخمين والطرق المتبعة في تجميع وتصنيف المعلومات متيسرة (34,33) عند مراجعة الشكل (8.4) سيظهر بأن أرجحية ظروف الفيضان (على سبيل المثال) التي تنشأ في أي من المساحات (المبينة في التقسيمات الدقيقة) ربما تعين بثقة أكبر عند معرفة النقص في رطوبة التربة هناك. إن النقص المخمن في رطوبة التربة يبقى في حالة مستمرة بواسطة الاضافات والطرح اليومي أو الأسبوعي للمتساقطات والتبخر ـ نتح إلى حين إصدار النسخة التالية من الخريطة.

ان استعمال طريقة النقص في رطوبة التربة للتنبؤ بحجم الجريان السطحي الناشيء من عاصفة معينة لا تختلف عن تلك في طريقة معامل السقيط السابق عدا العلاقة المتحدة المحاور فانها لا تتطلب رقم الأسبوع أو التاريخ التقويمي.

إن تصريف الجابية الفعلي يحسب في الطرق المشروحة لاحقاً في الأجزاء (7.7)،



الشكل (8.4)

النقص في رطوبة التربة المخمن في (inches) في 27 أيلول 1967 على بريطانيا

(8.7) لك ، كيمة الفقدان التي يجب طرحها من المطر الحقيقي لغرض حساب المطر الصافي تستخرج باستعمال طريقة النقص في رطوبة التربة و (f_{av}) أو معامل ـ Ø لحساب فقدان الرشح.

4.4.4 قياس رطوبة التربة:

إن مجس والنكفورد لرطوبة التربة (Wallingford Soil Moisture probe) هـو جهاز يستعمل لقياس رطوبة التربة في الموقع وابتكر من قبل معهد الهايدرولوجي في

المملكة المتحدة بالتعاون مع هيئة الطاقة الذرية. وقد صمم الجهاز لاستعماله في الحقل لكل أنواع المناطق وتحت أي ظروف مناخية.

يتألف الجهاز من مصدر مشع موضوع في مجس طوله 740 ملم مصمم بحيث يمكن إنزاله في أنبوب مصنوع من الألمنيوم مثبت بصورة دائمة في الأرض وغطاء وعلبة للمجس وسلك معلق ومقياس. إن النيوترونات السريعة المنبعثة من المصدر المشع تتشتت وتقل سرعتها بفعل التصادم مع ذرات مكونات التربة وخاصة هايدروجين الماء الذي في التربة مكونة بذلك نيترونات بطيئة. وذلك يحس بواسطة كاشف النيوترونات البطيئة في المجس حيث تحول إلى ذبذبات كهربائية تمر خلال السلك المعلق إلى المقياس حيث يبين المعدل على كاشف مرئي.

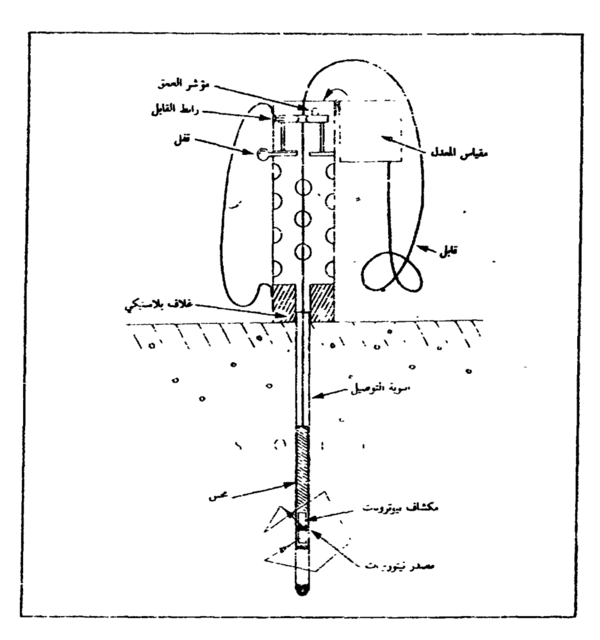
كلما زادت رطوبة التربة كلما ازداد عدد التصادم وبالتالي ازداد عدد النيوترونات البطيئة المكتشفة. إن معدل قراءة الكاشف هو دالة رطوبة التربة عند عمق يساوي عمق المجس. إن قيمة الرطوبة الظاهرة تبين معدل القيمة (لمجال التأثير) غير المحدد ضمن التربة المحيطة للمصدر بنصف قطر والذي يمكن اعتباره حوالي (150-300 ملم). وعدداً من القراءات تجري بالنسبة إلى عمق المقطع بفواصل عادة 100-150 ملم، والمعدل الوزني لهذه القراءات تعطي كمية الخزن الكلية للمقطع المطلوب.

فإذا كانت الجابية مزودة بعدد من أنابيب الألمنيوم المثبتة بصورة دائمية في مناطق مناسبة فإن جهازاً واحداً مزوداً ببطارية كمصدر للطاقة ممكن حمله من موقع إلى آخر لقياس رطوبة التربة عند كل انبوب وبهذه الطريقة يزال عنصر التخمين عند تقييم هذا المعامل.

إن المجس النيوتروني يستعمل عادة لعمل قياسات مكررة لغرض حساب تغير الرطوبة في نفس الموقع والعمق وإنه يستطيع إعطاء نتائج ذات دقة عالية لهذا الغرض.

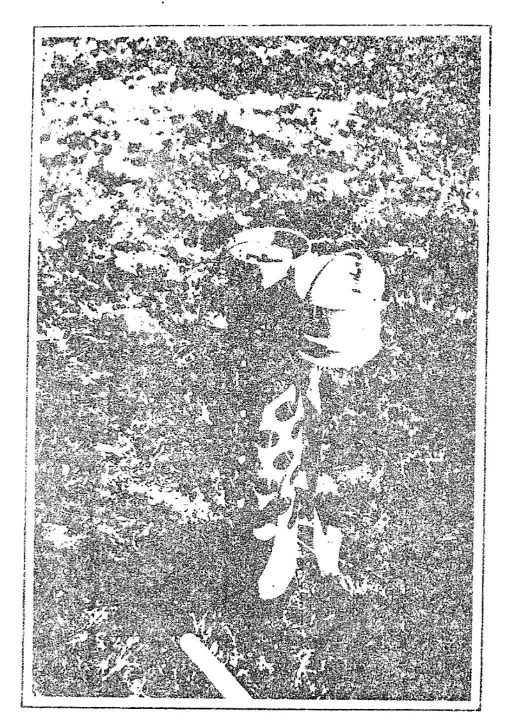
إن دقة القيم المطلقة للرطوبة من جانب آخر تعتمد على المعايرة الصحيحة في كل موقع وعمق وهي ليست عملية بصورة عامة.

إن تخطيطاً للجهاز وكذلك صورة لأحد الأجهزة متيسر الاستعمال موضحتان في الأشكال (9.4)-(10.4) بالتعاقب.



الشكل (9.4)

مجس (Wallingford) لرطوبة التربة



الشكل (10.4)

مجس (Wallingford) لرطوبة التربة

5

الماء الأرضي

Ground Water

1.5 حدوث الماء الأرضي:

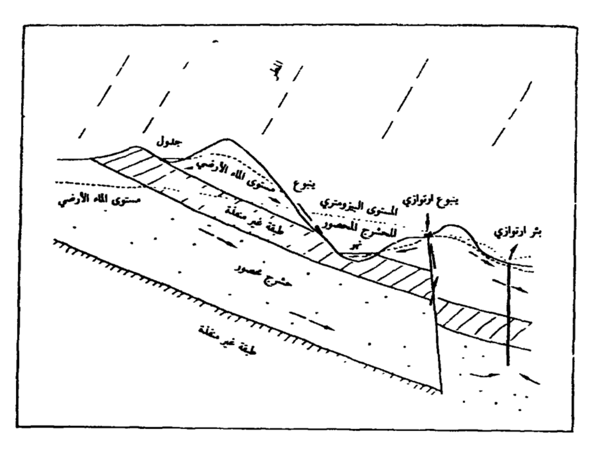
تسمى الأمطار التي تترشح إلى التربة وتتوغل إلى الطبقات التحتية بـ «الماء الأرضي». تعتمد كمية المياه التي تستطيع أن تتراكم تحت السطح على مسامية الطبقات تحت سطح الأرض وتسمى الطبقة الحاملة بالماء بالخشرج (Aquifer) وهذه الطبقات ربما تتكون من مواد غير متماسكة مثل الرمل والحصى ومن رواسب جليدية أو تتكون من مواد متماسكة مثل الصخور الرملية والصخور الجيرية. إن الصخور الجيرية هي نسبياً غير نافذة لكنها تذوب في الماء ولذلك فغالباً ما تملك فواصل عريضة ومسالك للمحاليل والتي تجعل الصخور هذه ككل مشابهة إلى صخور نافذة في قابليتها لحمل الماء وتعمل كطبقة حاملة للمياه.

إن الماء في فجوات الطبقات الحاملة للمياه معرض لقوة الجذب وبهذا يميل إلى الاتجاه في جريانه إلى الأسفل من خلال فجوات المواد. وتتغير مقاومة هذا الجريان داخل الأرض بصورة كبيرة وأن نفاذية المواد (Permeability) هي قياس لتلك المقاومة. إن الطبقات الحاملة للمياه والتي فيها فجوات وفراغات كبيرة كالحصى الخشن يقال بأنها تملك نفاذية عالية وتلك التي فيها فراغات صغيرة جداً مثل الطين ــ التي لها فراغات مجهرية ــ لها

نفاذية قليلة. كلما يترشح الماء الأرضي إلى الأسفل تصبح الطبقات الحاملة للمياه مشبعة ويطلق على سطح التشبع بمستوى الماء الأرضي (Ground water Table) أو (Phreatic Surface). قد ينحدر هذا المستوى انحداراً شديداً وتعتمد استقراريته على التجهيز من الأعلى، حيث ينخفض أثناء فترةالجفاف ويرتفع في المناخ الممطر وعادة ما يتحرك في الطبقات الحاملة له ببطء نحو أقرب سطح مائي مكشوف مثل بحيرة أو نهر أو بحر. ومن ناحية ثانية إذا كانت هناك طبقة غير نافذة تحت الطبقة الحاملة للمياه وبرزت هذه الطبقة فوق السطح فإن الماء الأرضي سيظهر على السطح ليشكل منطقة نز أوعلى شكل ينبوع (Spring) وبنفس الاحتمالية للطبقة الحاملة للمياه أن تكون مغطاة بطبقة مواد غير نافذة وعليه ستكون تحت ضغط، ويطلق على هذه الطبقة الحاملة للماء والتي تتغذى عن بعد بالشرج المحصور (Confined Aquifer) ويطلق على السطح الذي قد يرتفع اليه الماء إذا استطاع بمستوى الضغط (Piezometri surface) وبعض الأحيان تطلق كلمة أرتوازية على هذه الطبقات الحاملة للمياه إذا كان مستوى الضغط أعلى من مستوى سطح الأرض في الآبار الارتوازية، التي يطلق عليها بـ (الآبار المتدفقة). وإذا ما حدث أي تشقق في الطبقة غير النافذة العليا فسينتج في مثل هذه الظروف ــ ينبوع أرتوازي (Artizian Spring). في بعض الأحيان قد تتواجد مساحة صغيرة غير نفاذة في طبقة كبيرة حاملة للمياه ويحدث هذا نتيجة تشقق جيولوجي أو خلال عدسة طين متواجدة في رمل منجرف جليدياً مثلاً. يطلق على مستوى الماء القليل المحلي بمستوى الماء (Perched water table) وهذا ربما ينتج وعادة ما يكون في مكان أعلى من مستوى الماء الأرضي الحقيقي. إن بعض ظواهر بروز الماء الأرضي التي سبق ذكرها قد بينت في الشكل (1.5).

2.5 عوامل التأثير:

يحدث جريان الماء الأرضي في وسط مسامي، وقد تكون الفجوات التي تتم فيها الحركة صغيرة جداً وتتراوح بصورة عامة من 2 ملمتر إلى 0.02 ملمتر. إ ن الحركة بطيئة جداً بالقياس إلى الجريان السطحي ويكون الجريان على شكل طبقات (Laminar) ويكون عدد رينولد (Reynold's number) لهذا النوع من الجريان قليلاً جداً.



الشكل (1.5)

أساليب حدوث الماء الأرضي

إن العوامل المهمة في الجريان هي:

1 ــ السائل ــ كثافته ولزوجته.

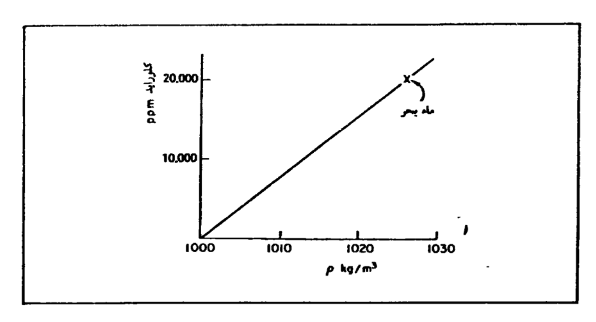
2 ــ الوسط الذي يتحرك فيه السائل.

3 ــ الشروط المتاخمة.

من الطبيعي أن السائل هو الماء، وعادة ما يكون عذباً وقد يكون مالحاً في بعض الأحيان وقد تتغير درجة حرارته في حدود الصفر المئوي إلى 30 درجة مئوية.

□ **الكثافة: (Density)**

تتغير كثافة الماء العذب تغيراً بسيطاً مع الحرارة وفي الامكان إهمال تأثيره في جريان الماءالأرضي. إن الملوحة لها أهمية كبيرة حيث أن تأثيرها موضح في الشكل (2.5).



الشكل (2.5)
كثافة الماء المالح

تغير كثافة الماء العذب مع الحرارة

الحرارة م°	0	4	10	15	20
الكثافة غرام / لتر	999.864	1000	999.727	999.126	998.230

□ اللزوجة: (Viscosity)

هي مقياس لمقاومة القص للسائل فالسائل الأقل لزوجة هوالأكثر تحركاً والأكثر اختراقاً.

□ اللزوجة المطلقة: (Absolute viscosity)

ويرمز لها بالحرف اللاتيني (μ) ووحداتها نيوتن. ثانية/م^2 (في الوحدات CGS البويز (Posie) يساوي 10^{-1} نيوتن. ثانية / م^2). وتكون اللزوجة المطلقة للماء في درجة حرارة 20°م هي

1 سنتيبويز (0.01 بويز = 10^{-3} نيوتن. ثانية / م^2)

☐ اللزوجة الكيماتية : (Kinematic Viscosity)

ويرمز لها بالحرف ν ، وهي نسبة اللزوجة المطلقة إلى الكثافة أو

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}$$

ووحداتها م^2/ثانية (بالوحدات المترية، ستوك (Stoke) ويساوي 10^{-4} م^2/ثانية) وتظهر اللزوجة الكيماتية في عدة تطبيقات ومثلاً عدد رينولدز

$$R = \frac{vD}{\nu}$$

إن قيمة اللزوجة الكيماتية للماء (ν) تساوي 10 م^2/ثا = 10^{-2} ستوك. إن اللزوجة الكيماتية لا تعتمد على الضغط وهي معتمدة اعتماداً جوهرياً على درجة الحرارة.

إن الوسط الذي يتحرك فيه الماء الأرضي مميز بخواص المسامية والنفاذية وإلى مدى ثانوي بالانضغاطية. إن العاملين الأول والثاني قد أخذا بنظر الاعتبار هنا.

☐ المسامية : (Porosity)

$$\text{معرفة بـ } n = \frac{\text{الفراغات الكلية}}{\text{الحجم الكلي}}$$

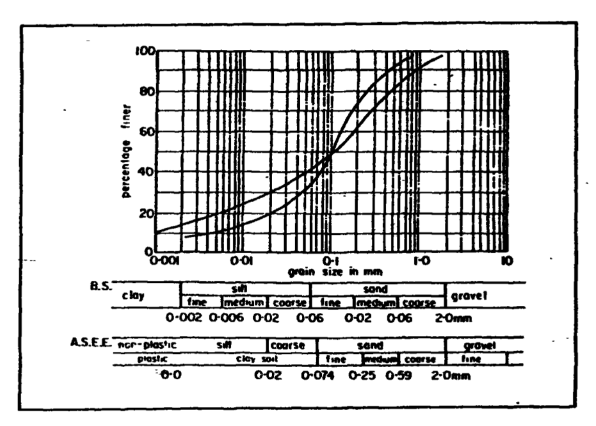
وربما تتراوح من نسبة قليلة إلى حوالي 90%. وفي كتلة مؤلفة من حبيبات كروية الشكل،

فإن المسامية في حالة التراكم غير المصفوفة = 47.6%،

والمسامية في حالة التراكم المحشور = 26%.

من الطبيعي أن الترب الطينية مؤلفة من جزيئات غير منتظمة لعدد من الأحجام المختلفة فكلما كانت التربة منتظمة مالت المسامية إلى الازدياد في حين الترب غير

المنتظمة، تميل الجزيئات الصغيرة لملء الفراغات بين تراكم الجزيئات الكبيرة. فالطريقة القياسية إذن لأي مسح للماء الأرضي هو تحليل التربة ميكانيكياً ورسم حجم الحبيبات بيانياً وباستعمال قياس لوغارتمي ويوضح الشكل (3.5) تحليلاً نموذجياً لنوعين من التربة. إن للتربة ذات الانتظام الأكبر انحداراً شديداً وطبعاً تكون المسامية أكبر.



الشكل (3.5)

رسم تحليل حجم الحبيبات

عندما يملأ الماء فجوات التربة، فإن طبقة خفيفة ويتكون سمكها من بضع جزيئات، تكسو ذرات التربة. وهذا الماء ليس طليق الحركة وملتصق بالذرات حتى عندما تبزل الفجوات وهو يحتل جزء من الفراغ المتوفر وهذا يعني أن المسامية المؤثرة n_e (Effective porosity) قد تكون أقل من المسامية الحقيقية n. وفي المواد الخشنة، كالحصى مثلاً ـــ ليس هناك فرق واضح بين المسامية الحقيقية والمسامية المؤثرة لكن في المواد الرملية الناعمة قد يكون الفرق 5% وربما يزيد هذا الفرق في الترب الناعمة جداً.

في أغلب اعتبارات المسامية في جريان الماء الأرضي، المسامية المؤثرة هي ذات الأهمية.

□ النفاذية : (Permeability)

هي دالة المسامية والتركيب (Structure) والتاريخ الجيولوجي للمادة ويعني بالتركيب حجم وتوزيع وترتيب وتوجيه وشكل هذه الحبيبات.

على سبيل المثال في حال ترسيب الحبيبات السطحية السائلة في الماء فإنها ستميل إلى الاضطجاع على محورها الأفقي الطويل. في هذه التربة ستكون النفاذية في المحور الأفقي أكبر من تلك في المحور العمودي. ويطلق على هذه التربة بالتربة متباينة الخواص (Anisotropic) (خواصها ليست واحدة في جميع الاتجاهات).

تعرف نفاذية أي مادة بمعامل نفاذيتها (Coefficient of Permeability) ويرمز له بالحرف (K) ويعتمد معامل النفاذية على العوامل المذكورة اعلاه والتي قد تكون لهندسة منظومة الفجوة ولها وحدات المتر / يوم، او قدم / يوم.

أجريت عدة محاولات لإيجاد صيغة لـ (K) بدلالة خواص المواد التي يمكن قياسها. هذا هو صعب جداً بصورة عامة وفي الامكان استعمال مثل تلك الصيغ في تطبيقات ضيقة الحدود. على سبيل المثال المعادلة التي استعملت في المرشحات الرملية المستعملة في إسالة المياه وتطبيق لوسط حبيبي مكور متجانس فقط وعلى أن لا يكون حجم الحبيبات صغيراً جداً، هي

$$k = Cd_{10}^2$$

حيث أن:

K = معامل النفاذية (م / يوم).

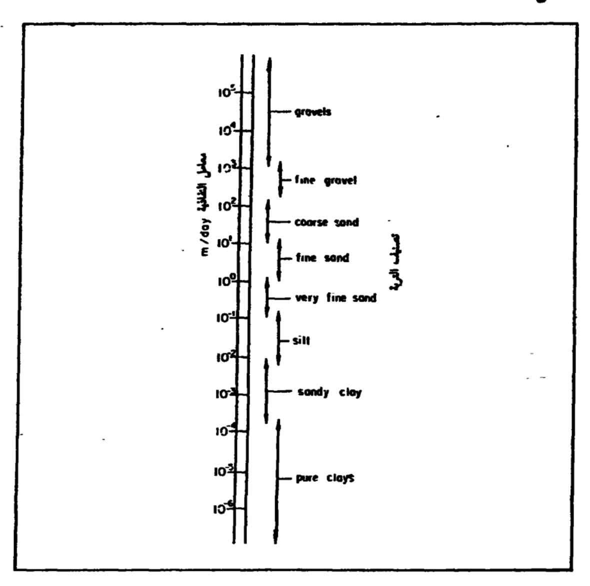
d_{10} = حجم الحبيبات (بالمليمتر) حيث أن 10% من الحبيبات هي الأكثر نعومة و90% هي الأخشن.

C = ثابت وقيمته تتراوح من 400 إلى 1200 (المعدل 1000).

يجب التأكيد على مثل هذه الصيغ والمعادلات قليلةالأهمية في المواد غير المتجانسة أو خارج الحدود المعرفة بدقة.

ليس من الضروري أن تكون قيمةمعامل النفاذية ثابتة لتربة معينةوطالما في

الامكان حدوث التعرية الكيمياوية والترسب مع توغل الماء الأرضي. إن بعض قيم معامل النفاذية (K) كما هي موجودة في الطبيعةمؤشرة على مقياس لوغارتمي للنفاذية في الشكل (4.5).



الشكل (4.5)
مدى نفاذية التربة

3.5 جريان الماء الأرضي: (Ground water Flow)

1.3.5 قانون دارسي: (Darcy's Law)

قبل المحاولة لإيجاد أي صيغة رياضية لجريان الماء الأرضي من الضروري عمل افتراضات تبسيطية معينة.

1 ــ إن المادة متجانسة ومتشابهة الخواص في جميع الاتجاهات.

2 ــ عدم وجود منطقة جذب شعري.

3 ــ الجريان ثابت.

إن القانون الأساسي هو قانون دارسي في عام 1856، الذي ينص على أن معدل الجريان لوحدة المساحة بطبقة حاملة للمياه يتناسب طردياً مع انحدار الشحنة الكامنة (Potential head) المقيس باتجاه الجريان، او $v \propto i$ وبإدخال ثابت التناسب، والذي هو معامل النفاذية K

$$v = ki$$

ولطبقة حاملة للمياه معينة أو لجزء من هذه الطبقة مساحتها A والمساحة عمودية على الجريان

$$Q = vA = kAi$$

حيث:

v = سرعة الماء (مقيسة كوقت لازم للمرور بين نقطتين اساديتين) في المتر / اليوم (أو المتر / ثانية أو القدم / ثانية... الخ) وتسمى بالسرعة النوعية (Specific Velocity).

i = الانحدار الهايدروليكي وهو يساوي الانحدار الكامن طالما أن السرع هي صغيرة جداً ولا يوجد فعلياً شحنة السرعة (Velocity head) ويكتب الانحدار أيضاً بشكل $\frac{d\phi}{ds}$ حيث s = المسافة بموازاة خط الجريان و $\emptyset$ الشحنة الكامنة.

إن السرعة النوعية هي ليست السرعة الحقيقية ولكنها فقط التصريف على المساحة Q/A. والسرعة الحقيقية في الفجوات هي أكبر من السرعة النوعية طالما أن الطريق الذي يسلكه الماء دائمًا أطول من الخط المستقيم بين أي نقطتين. إذا رمز إلى معدل السرعة الحقيقية أو الفجوية بالرمز $\bar{v}$ فإن

$$\text{معدل السرعة الحقيقية} = \frac{\text{التصريف}}{\text{مساحة الممر المائي}}$$

$$\bar{v} = \frac{Q}{An_e} = \frac{Av}{An_e} = \frac{v}{n_e}$$

.. السرع الفجوية (معدل) = السرع النوعية مقسومة على المسامية المؤثرة.

وطالما أن توزيع السرع خلال الفجوة محتمل أن تكون على شكل قطع مكافيء (Parabolic)فإن أقصى سرعة ستكون في المركز وصفراً في الحافات.

فالسرعةالفجوية القصوى v_{max} = ضعف معدل السرعة الفجوية تقريباً

$$v_{max} = 2v$$

ولحالة خاصة مثل $n_e = \frac{1}{3}$

فإن

$$v_{max} = 6v,\ v=3v$$

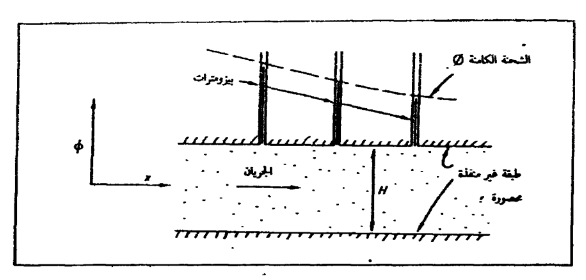
على الرغم من أن تلك أرقام نموذجية فمن المهم تذكر درجات السرع طالما أن سرعتها v_{max} تعتمد على رقم رينولد وديمومة الجريان الانسيابي.

2.3.5 الجريان في الخشرج المحصور: (Flow in a confined aquifer)

خذ بنظر الاعتبار حالة الجريان أحادي اللااتجاه في طبقة حاملة للمياه محصورة ذات معامل نفاذية(K) كما موضح في الشكل (5.5) حيث يجري الماء الأرضي من اليسار إلى اليمين وتستهلك الطاقة اللازمة لتحريك الماء خلال الفجوات باستمرار استعمال الشحنة المتوفر وهكذا ينحدر خط الشحنة الكامنة كما هو مؤشر بالبيزومترات الموضوعة في الطبقة الحاملة للمياه.

من قانون دارسي

$$v_x = -k\frac{d\phi}{dx}$$



الشكل (5.5)
الجريان في المشرح المحصور

وإذا كانت q هي الجريان في الطبقة لوحدة العرض فإذاً

$$q = -kH\frac{d\phi}{dx} \qquad (1.5)$$

وطالما أن الجريان قد فرض ثابتاً

$$\frac{dq}{dx} = 0$$

ومن تفاضل المعادلة لـ q أعلاه

$$\frac{dq}{dx} = -kH\frac{d^2\phi}{dx^2}$$

ومنها

$$\frac{d^2\phi}{dx^2} = 0 \qquad (2.5)$$

طالما أن لكل من K و H قيمة معينة.

إن المعادلتين (1.5) و (2.5) هما المعادلتان التفاضليتان الأساسيتان لحالة الطبقة

الحاملة للمياه (الحشرج) المحصورة. وبتقديم شروط متاخمة مناسبة، فمن الممكن حل عدة مسائل لهذه الحالة بواسطة المعادلات.

لاحظ أن v_x ي قانون دارسي هي السرعة النوعية.

3.3.5 الجريان في حشرج ذي منسوب ماء أرضي:
(Flow in an aquifer with phreatic surface)

خذ بنظر الاعتبار الآن حالة الحشرج ذي مستوى ماء أرضي مضطجع على طبقة غير نفاذة، تلك الحالة موضحة في الشكل (6.5).

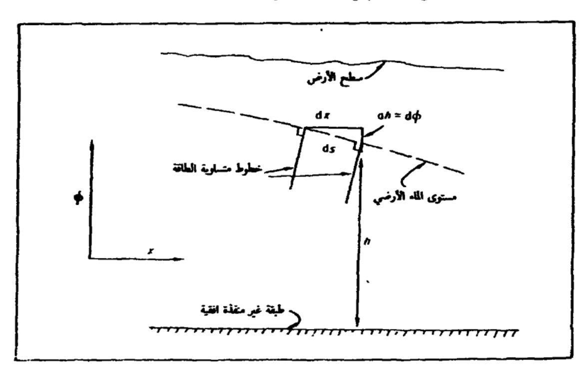
إن أول معادلة لقانون دارسي ستكون هنا.

$$u_s = -k\frac{d\phi}{ds}$$

حيث

S = المسافة مقيسة باتجاه الجريان.

فإذا ما عملت فرضيتان (فرضيات ديكوت (Dupuit):



الشكل (6.5)

الجريان في طبقة حاملة للمياه لها منسوب ماء ارضي

1 ـ بالامكان احلال $\frac{d\phi}{ds}$ محل $\frac{d\phi}{dx}$ (هذا جائز إذا كانت قيمة dØ صغيرة).

2 ـ إن خطوط الجريان في الطبقة هي أفقية وخطوط التكامن عمودية (صحيحة تقريباً فيما عدا قرب نقاط المآخذ).

بهذا يصبح

$$\frac{d\phi}{dx} = \frac{dh}{dx}$$

وتصبح معادلة دراسي

$$q = -kh\frac{dh}{dx} \qquad (3.5)$$

و

$$\frac{dq}{dx} = -\tfrac{1}{2}k\frac{d^2(h^2)}{dx^2}^{*}$$

بواسطة الاستمرارية (Continuity):

$$\frac{dq}{dx} = 0$$

(*) إن قاعدة الأسس للتفاضل قد تكتب بالشكل التالي:

$$\frac{d(v^n)}{dx} = nv^{n-1}\frac{dv}{dx}$$

$$\therefore \frac{d(h^2)}{dx} = 2h.\frac{dh}{dx}$$

$$\therefore \tfrac{1}{2}\frac{d(h^2)}{dx} = h.\frac{dh}{dx}$$

$$q = -kh\frac{dh}{dx}$$

$$\therefore q = -\tfrac{1}{2}k\frac{d(h^2)}{dx}$$

$$\therefore \frac{dq}{dx} = -\tfrac{1}{2}k\frac{d^2(h^2)}{dx^2}$$

لهذا

$$\frac{d^2(h^2)}{dx^2} = 0 \qquad (4.5)$$

إن المعالتين (3.5) و (4.5) هما المعادلتان الأساسيتان لحل المسائل في حالة وجود مستوى للماء الأرضي (ما عدا الحالات التي تكون فيها فرضيات ديكوت غير معقولة).

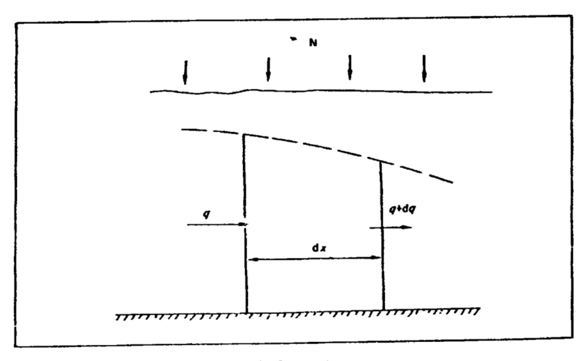
إذا كانت الطبقة الحاملة للمياه تتغذى من مطر ساقط على سطح ارض، مع الفرض بأن كمية المطر المتساقط هو N بوحدات ملائمة (كما في الشكل 7.5). ففي هذه الحالة

$$dq = N \cdot dx$$

$$\therefore \; \frac{dq}{dx} = -\tfrac{1}{2}k\,\frac{d^2(h^2)}{dx^2} = N$$

$$\therefore \; \frac{d^2(h^2)}{dx^2} = -\frac{2N}{k} \qquad (5.5)$$

إن المعادلتين (3.5) و (5.5) هما الآن مناسبتان.



الشكل (7.5)

الجريان في حشرج مستوى الماء الأرضي ممطر

□ مثال (1.5):

افترض وجود قناتين، في مستوى مختلف مفصولتين بشريط من الأرض عرضه 100 متر ومعامل نفاذيته 12(K) متر / يوم كما موضح في الشكل (8.5)، فإذا كانت القناة الأولى مرتفعة بمقدار 2 متر من القناة الثانية وعمق الطبقة الحاملة للمياه 20 متر تحت القناة الثانية إلى الطبقة غير النفاذة. أوجد الجريان باتجاه كل من القناتين لكل متر طول. خذ التساقط السنوي كعمق 1.2 متر. وافترض ترشح 60% منه. وافرض مركز المرجع كما مؤشر في الشكل. بعدئذ فإن شروط المتاخمة ببساطة هي:

عندما x=0 تكون h=20

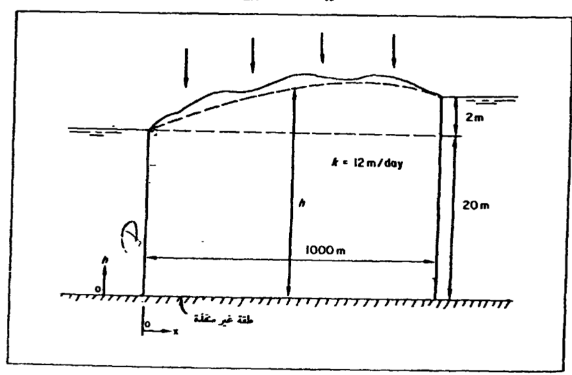
و x=1000 تكون h=22

N = 60% من 1.2 = 0.72 متر / سنة

= 0.72/360 متر / يوم

من المعادلة (5.5):

$$\frac{d^2(h^2)}{dx^2} = -\frac{2N}{k}$$



الشكل (8.5)
الجريان بين قناتان

وبالتكامل مرتين

$$\frac{d(h^2)}{dx} = -\frac{2N}{k}x + C_1$$

$$h^2 = -\frac{N}{k}x^2 + C_1x + C_2$$

عند X=0, h=20

$$\therefore \quad 400 = 0 + 0 + C_2$$

$$\therefore \quad C_2 = 400$$

وعند X=1000, h=22

$$\therefore \quad 484 = -\frac{0{\cdot}72 \times 10^6}{365 \times 12} + 1000C_1 + 400$$

$$\therefore \quad C_1 = 0{\cdot}084 + 0{\cdot}164 = 0{\cdot}248$$

والآن باستعمال المعادلة (3.5)

$$q = -kh\frac{dh}{dx}$$

والمعادلة (6.5)

$$h = \sqrt{\left(-\frac{N}{k}x^2 + 0{\cdot}248x + 400\right)}$$

دع الصيغة التي تحت الجذر التربيعي = U
فإن

$$\therefore \quad \frac{dh}{dx} = \frac{1}{2u^{\frac{1}{2}}}\left(-\frac{N}{k}.2x + 0{\cdot}248\right)$$

في x=0،

$$q = -ku^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{1}{2u^{\frac{1}{2}}}(0{\cdot}248)$$

$$= -6(0{\cdot}248)$$

$$= -1{\cdot}49\ m^3/day/m$$

عند $x=1000$،

$$q = -\frac{k}{2}\left(-\frac{2000 \times 0{\cdot}72}{365 \times 12} + 0{\cdot}248\right)$$

$$= -6(-0{\cdot}328 + 0{\cdot}248) = 6(0{\cdot}08) = 0{\cdot}48\ m^3/day/m$$

يوجد اذن تصريف إلى كلتا القناتين من الحشرج بمقدار 1.49 متر مكعب في اليوم إلى القناة السفلى و 0.48 متر مكعب في اليوم إلى القناة العليا لكل متر طول من الحشرج.

إن الحالات البسيطة السابقة ستستخدم لبيان الطريق التي بواسطتها تحليل حركة المياه الأرضية. وكلما تعقدت الظروف صعب الحل. لكن هناك حلول نموذجية لعدد من حالات جريان الماء الأرضي حيث أن أكثر الظروف التي قد تتواجد في الطبيعة من المستطاع تحليلها ولو بصورة تقريبية.

4.5 استخراج الماء الأرضي:

(The abstraction of groundwater)

إن أبسط وأقدم طريقة لتجميع الماء الأرضي هو حفر حفرة في الأرض تخترق مستوى الماء الأرضي. فإذا كانت كمية المياه المستخرجة من هذه الحفرة غير كافية فيجب عندئذ توسيع الحفرة أفقياً أو عمودياً. إن اختيار طريقة التوسيع هذه ستعتمد على العوامل الجيوهايدرولوجية المحلية. إذا ما وسعت الحفرة أفقياً فإنها ستصبح ساقية مجمعة مفتوحة أو من الممكن أن تكون تحت سطح الأرض كنفق مجمع. إن هذه المجمعات الأفقية يجب أن تستعمل إذا كان سمك الحشرج قليلا أو إذا كان من الواجب تحديد الهبوط (Drawdown) نتيجة الاستخراج كحالة وجود طبقة للماء العذب فوق طبقة من الماء المالح مثلاً.

إن التوسع العمودي للحفرة يكون بزيادة الحفر أو بعمل بئر ثقبية أو حفرة

اسطوانية. في الامكان استعمال هذه الطريقة عندما يكون للحشرج سمك مناسب وفي حالة عمق الحشرج أكثر من 6 أمتار عن سطح الأرض.

تكون أقطار الآبار المنتجة بحدود متر واحد أو أكثر عادة، وبهذا فإن عمود الادارة يعمل كخزان لفترة قصيرة في حالة معدل الضخ العالي. وتفيد الأقطار الكبيرة أيضاً عندما يكون من الواجب إبقاء سرعة دخول الماء إلى عمود الإدارة قليلاً، في حالة الرمل الناعم على سبيل المثال.

تحفر معظم الآبار هذه الأيام لتجهيز الماء وتتراوح أعماقها عادة بين 30 إلى 500 متر وتنشأ بواسطة أجهزة حفر خاصة والتي بدورها تكسر المواد في نهاية الحفرة إلى قطع صغيرة قد تزال بعد ذلك بأدوات أخرى. تستعمل في الحفر طريقتان أساسيتان: الحفر النقري (Percussion Drilling) والحفر الدوار (Rotary drilling).

يشمل الحفر النقري رفع وإسقاط أدوات الحفر في فجوة الحفرة بالتناوب والحفر الدوار يتضمن سكينة قطع دوارة تقطع أو تقشط أسفل الحفر وتستطيع أن تتوغل الآبار الثقبية خلال أي مادة من الطين اللين وحتى الصخور الصلبة وإلى عمق كيلومتر أو أكثر. يغلف البئر بعد الحفر بأنبوب حديدي وذلك لمنع جدران البئر من الانهيار وتنشأ في أسفل البئر المدراة (Screen) حيث يدخل الماء الأرضي البئر من هذا الجزء (أي من مدراة البئر) وبذلك تكون المدراة ضرورية لمنع الجزيئات الترابية الناعمة إلى دخول البئر والتي قد تسبب سد قعر البئر والمضخة.

يجب أن تسبب الدريئة أقل فقدان للشحنة حسب الإمكان وأن تكون قوية الإنشاء، مقاومة للصدأ ورخيصة نسبياً. إن هذه الاحتياجات مناقضة لحد ما، طالما الدريئة ذات الفتحات الصغيرة هي أكثر فعالية في إبعاد الجزيئات الناعمة لكنها تسبب في فقد شحنة أكبر. تستعمل دريئات الآبار الحديثة والتي تكون مشققة بشقوق صغيرة من مواد بلاستيكية أو حديدية أو نحاسية أو برونزية أو خشبية أو طينية أو فخارية ويوضع الحصى كالمعتاد حول الدريئة للعمل كمرشح أولي وفي بعض الحالات توضع حزم من الحصى ذات أقطار متناقضة في حلقات مركزية مع تثقيب أسفل الأنبوب المستعمل كغلاف للبئر. إن إنشاء الآبار ومدراة البئر وحزم الحصى وتقنية استثمار وصيانة الآبار هي خارج نطاق هذا الكتاب.

يجب أن يضح الماء إلى السطح حالة دخوله البئر ومن الممكن تصنيف مضخات الآبار إلى: مضخات عاكسة (Reciproacting) أو دوارة العامود الشاقولي (Rotating Vertical Shaft) أوبثقبة (Jet) أو هوائية (Airleft) وقد تكون المضخة دوارة العامود الشاقولي سطحية أو غاطسة وقدتكون مضخةدوارة الازاحة الموجبة. إن أكثر المضخات المستعملة الآن هي المضخة الانتباذية الغاطسة الكهربائية (Submersible centrifugla pump) مع محرك كهربائي يرتبط مباشرة بالمضخة والذي يكون موضوع قرب قعر البئر.

إن هذه المضخات مصنوعة بحجوم وأبعاد مختلفة ومن أقطارها 100 ملم لتجهيز شحنة إلى حد 100 متر أو أكثر إذا تطلب ذلك. إن في استطاعة مثل هذه المضخة تجهيز 4 امتار مكعبة في الساعة بينما المضخة ذات قطر 250 ملم تجهز أكثر بـ 30 مرة. إن الشكل (9.5) يبين رسم لتركيب نموذجي لبئر.

5.5 عطاء الآبار: (The Yield of Wells) :

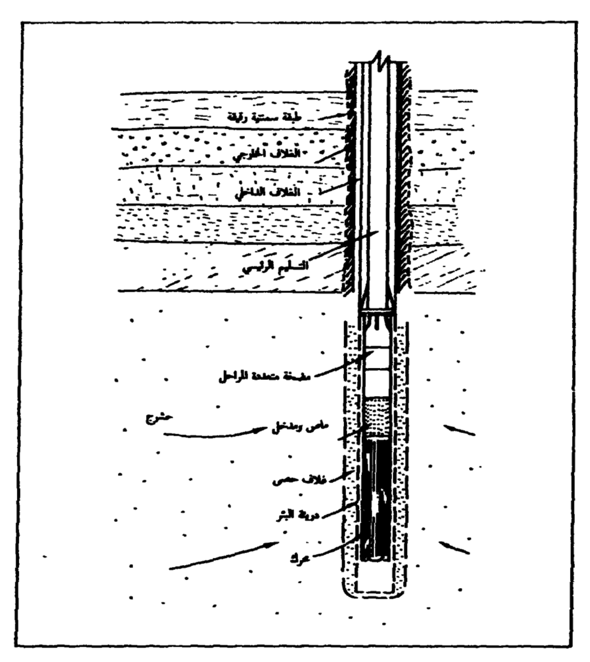
من الممكن اشتقاق الصيغ لمنحنيات الهبوط لبئر واحد من شروط الجريان التي شرحت سابقاً في القسم (3.5). إن الحالتين البسيطتين التاليتين هما اللتان ستوضحان هنا فقط.

الأولى: الجريان الثابت لبئر ماص المياه الجوفية المحصورة والحالة

الثانية: الجريان الثابت إلى مستوى الماء الأرضي في البئر.

يجب أن يؤخذ عوامل اخرى بنظر الاعتبار مثل تأثير التوغل الجزئي للبئر في الحشرج والجريان غير الثابت وإلى آخره.

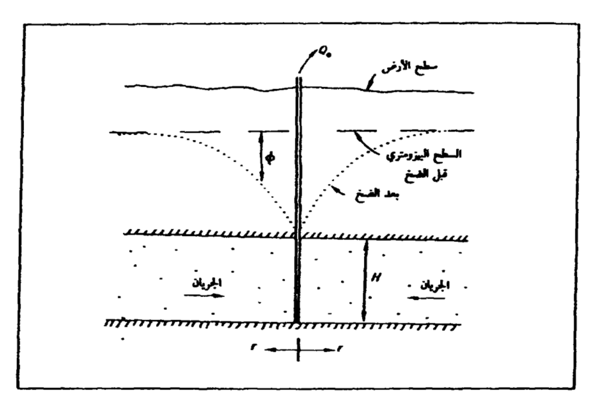
لمعالجات كاملة لهذه العوامل على القارىء الرجوع إلى مصادر منشورة في نفس السلسلة وقد ذكرت سابقاً.



الشكل (9.5)
رسم تخطيطي لأسفل بئر نموذجي

1.5.5 الجريان الثابت المحصور:

يرمز إلى المبوط بـ $\emptyset$ ويقاس من السطح البيزومتري غير المتأثر قبل الضخ (أنظر الشكل 10.5). إن الاحداثيات الأفقية مقيسة بشكل شعاعي من البئر ويرمز لها بـ (r). طالما أن الجريان شعاعي للبئر يطلق على الجريان الثابت من البئر (Q_0). من الممكن كتابة المعادلات التي تصف الجريان:



الشكل (10.5)

ضخ بئر من حشرج محصور

من قانون دارسي

$$Q = vA = -k\frac{d\phi}{dr} \cdot 2\pi rH$$

ومن قانون الاستمرارية

$$Q = Q_o = \text{ثابت}$$

وبالتعويض

$$d\phi = -\frac{Q_o}{2\pi kH} \cdot \frac{dr}{r}$$

وبالتكامل بين الحدود

$$r = r_1,\ \phi = \phi_1,$$

و

$$r = r_2,\ \phi = \phi_2$$

$$\phi_1 - \phi_2 = \frac{Q_o}{2\pi kH} . \ln\frac{r_2}{r_1} \qquad (7.5)$$

وبالتكامل غير المحدود، ينتج

$$\phi = -\frac{Q_o}{2\pi kH} . \ln r + C$$

فإذا كانت Ø=0 عند r=R، إذن

$$\phi = \frac{Q_o}{2\pi kH} \ln\frac{R}{r} \qquad (8.5)$$

يمكن إيجاد منحنى الهبوط من كلاالمعادلتين (7.5) و (8.5) إذا علمت الظروف المتاخمة.

2.5.5 الجريان الثابت غير المحصور:

في حالة كون مقدار الهبوط طفيف مقارنة لسمك الحشرج، فإن المعامل (KH)سيبقى تقريباً ثابتاً وربما من الممكن استعمال معادلة للجريان الثابت المحصور. عندما يزداد الهبوط فإن مستوى الماء الهابط يقلل من مساحة الحشرج الناقل وتصبح المعادلات الآن برموز الشكل (11.5) كالتالي:

معادلة دراسي

$$Q = 2\pi r . h . k\frac{dh}{dr}$$

قانون الاستمارية

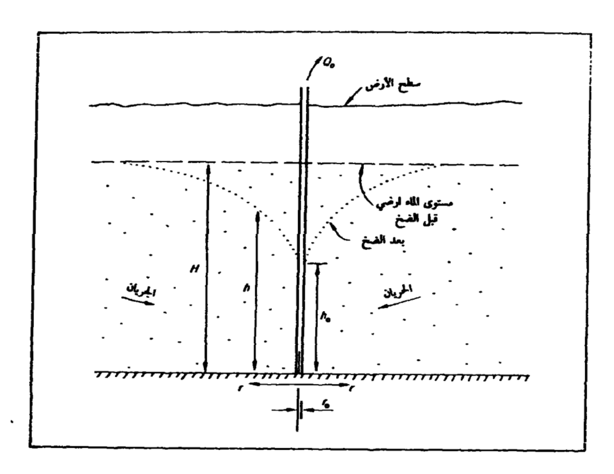
$$Q = Q_o = \text{ثابت}$$

وبالتعويض

$$h . dh = \frac{Q_o}{2\pi k} . \frac{dr}{r}$$

وبالتكامل

$$h^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln r + C$$



الشكل (11.5)

ضخ بئر من حشرج غير محصور

فإذا كانت h=H عند r=R، فإن

$$H^2 - h^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{R}{r} \qquad (9.5)$$

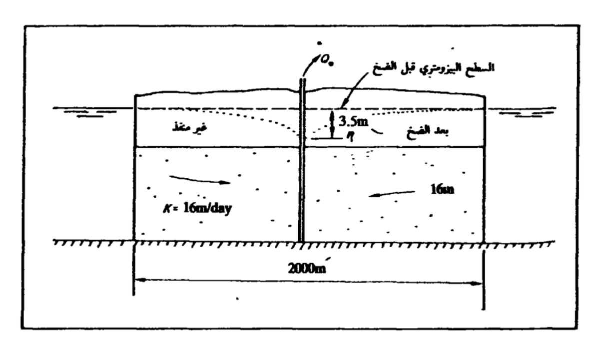
ويجب أن تحقق قيمة (R) الشروط المتاخمة (الحلودية) وعليه‌من الممكن‌استنتاج الهبوط عند حافة البئر $(H-h_0)$ بتقديم نصف قطر البئر (r_0)

$$H^2 - h^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{R}{r_o} \qquad (10.5)$$

□ مثال (2.5):

حفر بئر إلى طبقة غير نافذة في مركز جزيرة دائرية الشكل قطرها 2000 متر واقعه في بحيرة كبيرة. البئر مخترق كلياً الحشرج الرملي والذي سمكه 16 متر والذي

يضطجع على طبقة طينية غيرنافذة. إن معامل نفاذية الطبقة الرملية 16 متر / يوم. كم سيكون قيمة الجريان الثابت على أن لا يزيد الهبوط في المستوى البيزومتري في البئر الذي قطره 300 مليميتر عن 3.5 متر؟ (الشكل 12.5).



الشكل (12.5)

ضخ من بئر مركزي في جزيرة دائرية وحشرج محصور

□ الحل:

البئر في جزيرة دائرية، فحدود المتاخمة هي عند (r) تساوي 1000 متر فإن Ø تساوي صفر ومن المعادلة (8.5).

$$3.5 = \frac{Q_0}{2\pi \times 16 \times 10} \ln \frac{1000}{0.3}$$

$$Q_0 = \frac{1792}{\ln 3333.3} = 694.024 \ m^3/day$$

$$= 0.008 \ m^3/sec$$

$$= 8 \ lit/sec$$

3.5.5 الجريان الثابت غير المحصور مع تساقط مطر:

عندما يتواجد تساقط مطر فتصبح المعادلات كالتالي:

قانون دارسي

$$Q = 2\pi r h \,.\, k \frac{dh}{dr}$$

الإستمرارية

$$dQ = -2\pi r \,.\, dr \,.\, P$$

وبالتكامل:

$$Q = -\pi r^2 P + C_1$$

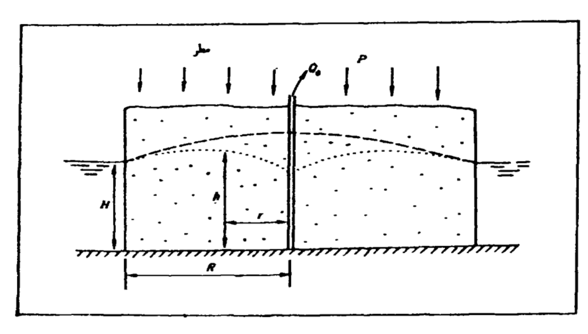
ربما تحسب قيمة C_1 من الشروط عندما تكون $r=r_0 \approx 0$

فإن $Q=Q_0$

$$\therefore \quad Q = -\pi r^2 P + Q_0$$

وبتعويض هذه القيمة في معادلة دراسي

$$h \,.\, dh = \frac{Q_0}{2\pi k} \,.\, \frac{dr}{r} - \frac{P}{2k} \,.\, r\, dr$$



الشكل (13.5)

ضخ من بئر مركزي في جزيرة دائرية وحشرج غير محصور

وبالتكامل

$$h^2 = \frac{Q_o}{\pi k}\ln r - \frac{P}{2k}r^2 + C_2 \qquad (11.5)$$

C_2 = هو ثابت التكامل والذي يجب أن يحقق الشروط المتاخمة المعنية في حالة بئر مركزي في جزيرة دائرية الشكل نصف قطرها R فعندما يكون r=R يصبح h=H وبهذا

$$C_2 = H^2 - \frac{Q_o}{\pi k}\ln R + \frac{2k}{P}R^2$$

وبتعويض هذه القيمة في المعادلة (11.5) تصبح

$$H^2 - h^2 = \frac{Q_o}{\pi k}\ln\frac{R}{r} - \frac{P}{2k}(R^2 - r^2) \qquad (12.5)$$

وإذا كان $Q_0=0$، أو بمعنى آخر لا يوجد ضخ، فإن شكل سطح الماء الحوضي يعطى بالمعادلة التالية

$$H^2 - h^2 = -\frac{P}{2k}(R^2 - r^2) \qquad (13.5)$$

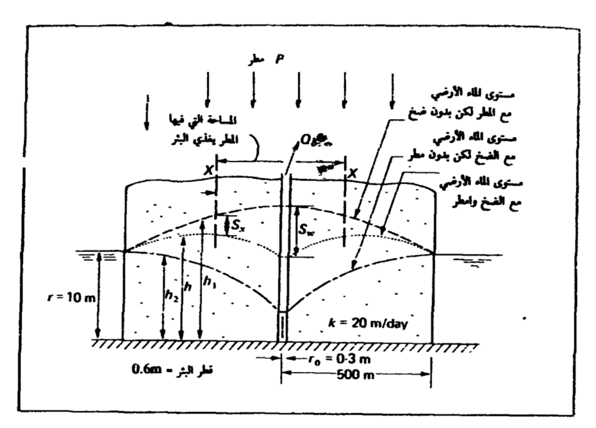
□ مثال (3.5):

جزيرة دائرية الشكل نصف قطرها 500 متر عليها تساقط مطر فعلي P يساوي 4 ملمترات في اليوم. أنشأ بئر دائري مركزي ليعطي تصريف ثابت مقداره 25 متر مكعب في الساعة من حشرج بالأبعاد والخواص المبينة في الشكل (14.5). ما مقدار الهبوط عند البئر وعند الحد الفاصل للماء؟

1 ــ افرض عدم وجود ضخ. فمن المعادلة (13.5)

$$H^2 - h_1^2 = -\frac{P}{2k}(R^2 - r^2)$$

$$100 - h_1^2 = -\frac{0{\cdot}004}{40}(250000 - r^2)$$



الشكل (14.5)

جزيرة دائرية مع بئر دائري، مطر وحشرج غير محصور. الحل بطريقةالجمع الموقعي

$$100 - h_1^2 = -25 + \left(\frac{r}{100}\right)^2 \qquad (14.5)$$

2 ـ أفرض عدم وجود تساقط مطر. فمن المعادلة (9.5)

$$H^2 - h_2^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{R}{r}$$

$$100 - h_2^2 = 21{\cdot}9 \log \frac{500}{r}$$

وبجمع المعادلتين (14.5) و (15.5) ينتج

$$100 - h^2 = -25 + \left(\frac{r}{100}\right)^2 + 21{\cdot}9 \log \frac{500}{r} \qquad (16.5)$$

حيث يكون (r) مساوياً إلى 0.3 متر (عند حافة البئر) فيكون مقدار h مساوياً إلى 7.39 متراً.

ومن المعادلة (14.5) h_1 تساوي 11.19m وبتسمية الهبوط عند البئر بـ S_w فإن S_w يكون مقدارها 3.8m تحت مستوى الماء الأرضي قبل الضخ.

إذا كان هناك وجود حد فاصل للمياه، فإن كل إنتاج البئر سيكون نتيجة لمساهمة تساقط المطر فقط، بينما إذا كان الماء حول الجزيرة مساهم، فسينحدر الانحدار الهايدروليكي إلى الأسفل ونحو الداخل في كل نقطة.

لهذا فإن المساحة المساهمة في التصريف

$$Q_o = \pi r_x^2 P$$

حيث r_x هي نصف قطر الحد الفاصل

$$25 = \pi r_x^2 \times \frac{0{\cdot}004}{24}$$

(إن البئر في حدود نصف قطر الجزيرة 500 متر).

$$\therefore \quad r_x = 218 \text{ m}$$

وباستعمال هذه القيمة في المعادلة (16.5) نحصل على مقدار $h = 10.61$m ومن المعادلة (14.5) نحصل على $h_1 = 10.97$m وبتسمية الهبوط عند الحد الفاصل S_x، ومقداره $S_x = 0.36$m

على فصل استعمال المعادلة البسيطة (8.5) ويفرض أن سمك الحشرج ثابت، في هذه الحالة

$$S_w = \frac{Q_o}{2\pi kH} \ln \frac{R}{r} = \frac{600}{2\pi \times 20 \times 10} \times 2{\cdot}3 \log \frac{500}{0{\cdot}3}$$
$$= 0{\cdot}477 \times 2{\cdot}3 \times 3{\cdot}223$$

$$= 3{\cdot}54 \text{ m}$$ (مقارنة مع 3.8m)

و $$S_x = 0{\cdot}477 \times 2{\cdot}3 \times \log \frac{500}{218}$$

$$= 1{\cdot}01 \times 0{\cdot}36$$

(مقارنة مع 0.36m)

$$= 0.364m$$

من المستطاع إدراك أن الصيغة البسيطة للحالة المحصورة مناسبة في هذه الحالة ما عدا في المنطقة المجاورة مباشرة للبئر وسيكون هنا في الطبع ضرورة حساب سطح الماء الأرضي إذ لم يكن هناك ضخ.

6

السيح السطحي
Surface Runoff

1.6 المعضلة الهندسية:

إن المطر حين هبوطه إلى الأرض إذا لم يعترض من قبل النباتات أو السطوح الصناعية مثل السقوف أوالمسطحات الموصوفة ــ فإنه قد يتبخر أو يترشح أو يبقى على شكل مخزون في المنخفضات (Depression storage). عند ازدياد هذه الكميات من المياه المفقودة السالفة الذكر فقد يبقى فائض من الماء والذي سيجري بفعل قوانين الجاذبية فوق السطح إلى أقرب جدول. تلتحم الجداول مع الأنهار وتجد الأنهار طريقها إلى البحر عندما يكون المطر غزيراً أو طويل الأمد أو كلاهما فإن الفائض الجاري على السطح يكون كبيراً ولا يستطيع مجرى الجدول أوالنهر تقبل كل الكميات الواصلة بصورة مفاجئة. فإن المجرى سيمتلىء ويفيض ولهذا فإنها قد تشكل ضرراً كبيراً على نشاطات الإنسان.

إن أخطر تأثير للفيضان هو تعرية الطبقة السطحية الخصبة من الترب بالتي تنمو فيها المحاصيل خاصة إذا كانت هناك ندرة في الأراضي الصالحة. وفي المناطق السكنية ستكون هناك أضرار كبيرة في الممتلكات وتلوث في مياه الشرب وأخطار على الحياة وتعطيل شامل للمواصلات. أما في المجتمعات الزراعية فإن

الفيضان مخيف كالطاعون لأنه قد يقضي على المحاصيل الزراعية والماشية والمساكن وتحل المجاعة في أثره.

إن المهندس الهايدروليكي في تعامله مع السيح يحاول إيجاد أجوبة لعدد من الأسئلة والتي أكثرها وضوحاً هي:

1 ــ ما مدى تكرار حدوث الفيضان؟

2 ــ ما مدى سعته وإلى أي مستوى سيرتفع؟

3 ــ ما مدى تكرار حدوث الجفاف وقلة المياه؟

4 ــ ما هي المدة التي سيستمر فيها الجفاف؟

إن الأسئلة من هذا النمط هي عبارة عن أشكال مختلفة لسؤال واحد والذي يتعلق بحجم واستدامة سيح الجابيات معينة بالنسبة للزمن. في الإمكان حل مثل هذه الأسئلة فقط بواسطة تحديد تكرار واستدامة تصاريف معينة من خلال الملاحظات وخلال فترة طويلة من الزمن، وحتى ولو لم تكن هناك ملاحظات متوفرة فمن الممكن استعمال طريقة التخمين لاحتمالات مختلفة.

مجموعة أخرى من الأسئلة تظهر عند استعمال منحنيات تكرار واستدامة السيح، إن وجدت، مثل:

1 ــ كيف يمكن تقليل حجم التصريف؟

2 ــ كيف يمكن المقارنة بين كلفة السيطرة على الفيضان والأضرار التي قد تحدث فيما إذا لم تتخذ هذه التدابير؟

3 ــ ما فائدة مياه الفيضان المخزونة لوقت الجفاف؟

إن هذه الأسئلة ليست ذات علاقة مباشرة وكل سؤال يربط طرقاً مختلفة ومتميزة من المقتربات ولو أن نفس الأسلوب قد يستعمل في حل أكثر من مسألة واحدة في هذا الفصل وفي فصول لاحقة سنبحث طرقاً عديدة لحل قسم من هذه المسائل.

23.6 منحنيات تقدير الجريان: (Flow rating curves)
(تحديده، تعديله، تمديدة):

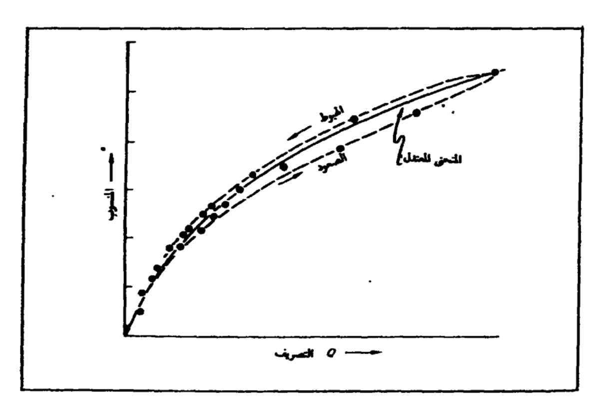
1.2.6 تعريف:

إن منحنى التقدير هو منحنى بياني يربط منسوب مستوى سطح الماء أو درجة مقياس (Stage) مجرى النهر في مقطع معين مع التصريف المقابل في هذا المقطع. يبين الشكل (1.6) منحنى التقدير النموذجي. ومن الملاحظ بأن هذا المنحنى مرسوم خلال عدد من النقاط كل نقطة تمثل نتيجة قياس التصريف في النهر من الممكن القيام بمثل هذه القياسات بطرق عديدة أهمها:

1 ــ طرق السرعة ــ المساحة.

2 ــ منشآت قياس الجريان.

3 ــ قياس التخفيف.



الشكل (1.6)
منحنى تقدير الجريان

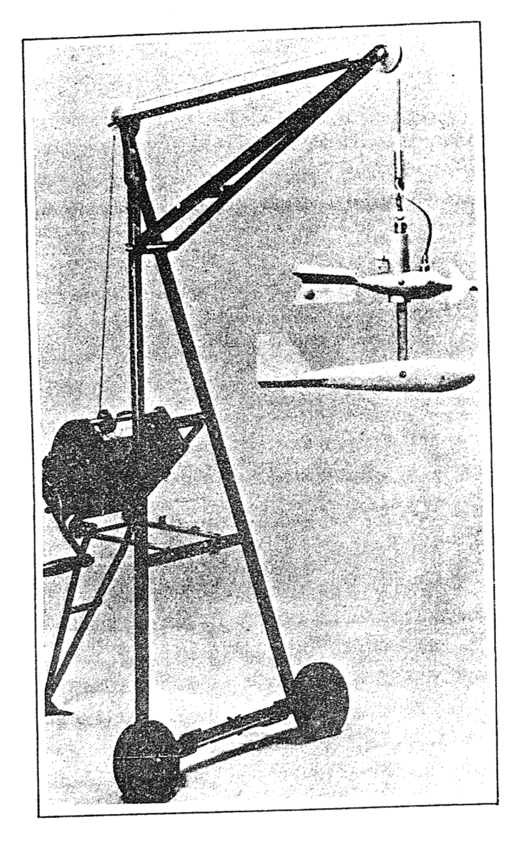
2.2.6 طرق السرعة ـ المساحة:
(Velocity-area methods)

إن هذه الطرق ملائمة للأنهار المتوسطة والكبيرة وتتضمن استعمال مقياس التيار (Current-meter) الذي هو عبارة عن جهاز يستعمل لقياس السرعة في السوائل. وهو مكون من مروحة صغيرة تدور حول محور أفقي مثبت بطريقة خاصة بحيث يكون موازياً لاتجاه التيار بواسطة زعانف مثبت في المؤخرة. إن الجهاز مثقل لإبقائه عمودياً تحت الشخص المراقب بقدر الإمكان.

هناك نماذج من هذا الجهاز له أقداح مخروطية دوارة منظمة بصورة أفقية حول محور معلق تسجل كل دورة كاملة من دورات المروحة كهربائياً خلال سلك إلى قارئي المقياس وتحسب عد الدورات من قبل قارئي المقياس أو تلقائياً لزمن صغير محدود (2-1 دقيقة مثلاً). تحول هذه القراءات إلى سرع للتيار بواسطة منحنيات المعايرة الخاصة لكل جهاز. بتحريك الجهاز عمودياً وأفقياً إلى عدد من المواقع المعروفة أحداثياتها على المقطع العرضي يصبح في الامكان رسم خارطة كاملة لتوزيع السرع في المقطع العرضي وحساب التصريف المار خلاله. يوضح الشكل (2.6) جهاز حديث لقياس التيار معد للاستعمال ومجمع على حامل سلك والذي يستعمل بالاضافة إلى ذلك لقياس الأعماق.

في الإمكان إجراء القياسات بإنزال المقياس من جسر ما، أما إذا كان الجسر ذو اكثر من فضاء واحد فسيكون هناك انحراف وتقارب لخطوط انسياب التيار (Stream line) بسبب وجود الدعامات (Piers) والتي قد تسبب حدوث أخطاء ملحوظة. في أكثر المناطق لا يوجد جسر في موقع القياس الذي يجب أن يكون في منطقة مستقيمة ومنتظمة قدر الامكان. في مثل هذه الحالات وفي حالة كون النهر عميقاً أو في وقت الفيضان يجب مد سلك أو حبل غليظ لضبط زورق القياس في وضع ثابت بالاضافة إلى سلك رفيع آخر لقياس وتحديد المواقع الأفقية في المقطع العرضي.

وبما أن مقدار مقاومة التيار المسلطة على قارب يحتوي على شخصين على الأقل بالإضافة إلى جهاز قياس التيار المعلق به هي كمية لمحوظة. فيجب استعمال سلك حديدي مربوط بإحكام ولهذا السبب فإن وجود شجرة ملائمة كبيرة في منطقة معينة هي التي تحتم اختيار هذا الموقع للقياس. إن الطريقة الأخرى البديلة هي استعمال



الشكل (2.6)
جهاز حديث لقياس سرعة التيار

طريق سلكي لتعليق المقياس إما بصورة مباشرة أو من عربة تحمل شخصاً. إن الجهاز في الحالة الأولى يثبت في موقعه بواسطة سلك مساعد يربط بضفتي النهر.

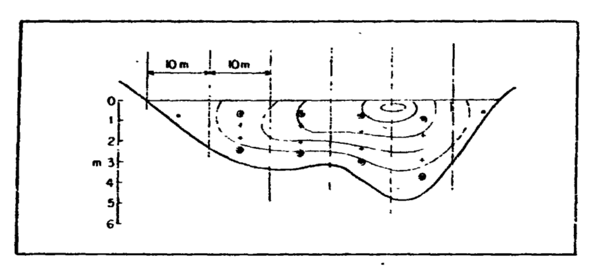
يجب قياس الأعماق في نفس الوقت الذي يجري فيه قياس السرعة طالما أن المقطع العرضي للنهر قد يتغير تغيراً ملحوظاً أثناء مرور تصاريف الفيضان. وعلى القارىء أن يتذكر أيضاً القواعد المبدئية مثل ملاحظة مقياس المنسوب قبل وبعد قياس التصريف وقياس انحدار سطح الماء بواسطة آلة التسوية بصورة دقيقة وذلك بتعيين نقطتين على بعد مقبول أعلى وأسفل محل قياس التصريف (على بعد 500 متر من كلا الاتجاهين).

عند زيادة سرع المياه في أوقات الفيضانات العالية فإن ذلك يؤدي إلى زيادة انحراف المقياس المثقل باتجاه التيار. في الإمكان ايجاد موضع المقياس بصورة معقولة في هذه الحالة إذا ما قيست زاوية انحراف السلك المعلق به. وفي الامكان زيادة وزن الثقل المربوط بالجهاز ولكن إلى حد معين. قد تستعمل القضبان (Rods) أحياناً لتثبيت وتعليق الجهاز. وفي هذه الحالة يستوجب وجود هيكل خاص صلب لتثبيت وربط الجهاز بالقارب. وقد يحتاج إلى وجود رصيف ثابت على شكل طوف. إن اهتزاز والتواء القضيب هو من الأمور العادية وخاصة في المياه العميقة إلا إذا زيد قطره عن 50 ملم وبهذه الحالة فإن الجهاز ككل يصبح ثقيلاً ومن الصعوبة إدارته والسيطرة عليه.

طالما أن الأنهار مختلفة فإن من الأفضل بأن يدرس كل نهر ويتطلب هذا تخمين دقيق لعرضه وعمق الماء الذي فيه وسرع الفيضان المحتملة وإمكانية ربط السلك وتيسر أو وجود الجسور أو الزوارق وغيرها قبل البدء في برامج قياس التصاريف. لقد وجد من خلال القياسات والملاحظات في أنهار عديدة مختلفة بأنه في الإمكان تقريب الاختلاف الحاصل في السرع المتكاملة في العمق الكلي للنهر بواسطة معدل قراءتين لسرعة الماء تجري على 0.2 و 0.8 العمق. أما إذا كان الوقت والظروف لا تسمح بعمل هاتين القراءتين في كل محطة أفقية فإن قراءة واحدة على 0.6 العمق ستعطي قيمة تقريبية لمتوسط السرعة في كامل العمق.

إن أحسن طريقة لاستخراج التصريف في المقطع العرضي هي بتعيين موقع كل قراءة للسرعة في المقطع العرضي لموقع القياس مع استخدام مقياس رسم عمودي كبير

نسبياً. إن كفاف السرعة (Isovel) أو الخطوط الكنتورية ذات السرع المتساوية ترسم عندئذ وفي الامكان قياس المساحات المحصورة بواسطة جهاز المساح (Planimeter). في الشكل (3.6) موضح مقطع عرضي نموذجي عولج كما سبق ذكره. والطريق البديلة هي بأن يقسم مقطع النهر عمودياً إلى مقاطع ويحسب معدل السرعة لكل مقطع عمودي لمساحة هذا المقطع.



الشكل (3.6)
كفاف السرعة (الخطوط الكنتورية) لمقطع عرضي لمجرى
(النقاط المطوقة هي للاحظات 0.2 و 0.8 العمق)

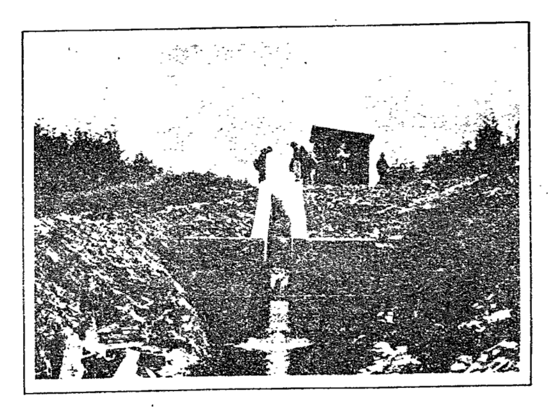
إن طريقة الانحدار ـ المساحة (Slope-area method) يجب أن تستعمل دائمًا لمراجعة صحة قياساتنا كما هي موضحة في القسم (6.2.6) من هذا الفصل.وكذلك استخراج قيمة لمعامل (Manning) (n). في هذه الحالة من الممكن استخراج قيمة (n) للنهر في مختلف مناسيبه وهذه كما سيبرهن لاحقاً ذات قيمة كبيرة في حالة تمديد منحنى تقدير التصريف (Discharge Rating Curve).

لغرض توحيد طرق القياس بواسة مقياس التيار أصدرت الهيئة العالمية للمقاييس (I.S.O.) اقتراحات عديدة. ففي المملكة المتحدة مثلاً فإن هيئة المقاييس البريطانية أصدرت BS 3680 ـ قياس جريان السوائل في القنوات المكشوفة.

3.2.6 منشآت قياس الجريان:

(Flow measuring structure)

تصمم هذه المنشآت بطريقة بحيث يتم تصريف المجرى المائي وفقاً لقانون هيدروليكي معين. ومثال على ذلك: إن التصريف لوحدة الطول على سد غاطس (Weir) هو دالة ارتفاع عمود الماء فوق السد. هناك عدد كبير من السدود مثل السد الغاطس المثلثي (V-notch Weir) والسد المركب (Compound) والسد المسنن (Crump) التي صممت لإعطاء قياسات دقيقة للتصريف من ملاحظات سطح الماء في مقدم (Upstream) السد. ومشابه لهذا هي القنوات المصنوعة (Flumes) حيث يحصر المجرى المائي ضمن قناة مصنوعة ذات مقاطع بأشكال هندسية معينة لمسافة محددة قبل دخولها مساحة ذات مقطع عرضي مختلف ويعمل هذا إما بواسطة التقليص الجانبي (Side construction) أو درجات في القاع. من الشائع استعمال الشكل شبه المنحرف وقد استعمل في الوقت الحاضر مقطع عمودي ضيق لقياس التصريف من جابية في ويلز. والشكل (4.6) يوضح قناة مصنوعة من النوع الآخر في جابية (Plynlimone) التجريبي لمعهد الهايدرولوجي.



الشكل (4.6)

قناة ضيقة لقياس الجريان في جابية (Plynlimon)

من ناحية أخرى، إن منشآت قياس الجريان محددة بالجداول والأنهار الصغيرة إلى حد ما طالما يستوجب للأنهار العريضة والتصاريف الكبيرة بناء منشآت كثيرة التكاليف وغالية.

4.2.6 مقياس التخفيف: (Dilution gauging)

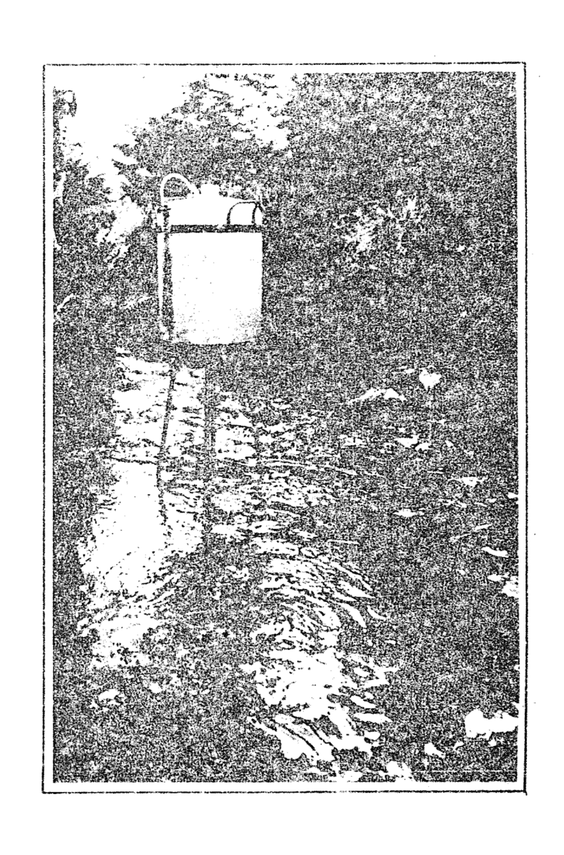
تصلح طريقة قياس التخفيف عملياً للجداول الصغيرة ذات التيار المضطرب (Turbulent) حيث أن العمق والتصريف غير ملائمين لاستعمال جهاز مقياس التيار وإن منشآت قياس الجريان ستكون غير ضرورية لزيادة كلفتها و/ أو لكونها دائمية.

تشمل هذه الطريقة حقن محلول كيماوي في المجرى وأخذ عينات من الماء على مسافة معينة اسفل المجرى (Downstream)، بعد أن يحصل خلط كامل للمواد الكيميائية مع الماء. من الممكن إضافة المواد الكيمياوية إما بواسطة الحقن بمعدلات ثابتة إلى أن تظهر العينات المأخوذة في أسفل المجرى مستوى ثابت للتركيز أو يعطى المحلول على شكل جرعة مفردة بشكل سريع قدر الإمكان وتعرف هذه الطريقة بالحقن الفجائي (Glump injection). في هذه الحالة إن أخذ العينات لفترة من الزمن يظهر العلاقة بين التركيز والزمن. إن تركيز المحلول الكيمياوي في العينات في كلتا الحالتين يستعمل لحساب التخفيف ومنه في الامكان استخراج تصريف الجدول أو المجرى المائي. يبين الشكل (5.6) جهاز حقن بمعدلات ثابتة المادة ثاني كرومات الصوديوم (Sodium dicromate) من قنينة ماريوت (Mariote bottle) (جهاز ذو ضاغط ثابت) في جدول جبلي.

إن تحليل العينات تجرى بواسطة جهاز آلي لقياس الألوان والذي يقدر تركيز الكميات الصغيرة جداً من مركبات الكروم بالمقارنة مع عينة من المحلول المحقون. إن هذه المعدات غالية ومتخصصة.

إن المراجع المتوفرة حول التخفيف ليست كثيرة ولكن المصادر (35) و (36) قد تعطينا توجيهاً ممتازاً.

إن الطرق المشروحة في الأجزاء (2.2.6) و (3.2.6) و (4.2.6) تستعمل إما بصورة منفردة أو مترابطة وهي تساعدنا على إقامة علاقة بين التصريف والمنسوب لأي جدول أو نهر.



الشكل (5.6)

جهاز حقن: ينثر محلول ثاني كرومات الصوديوم من قنينة ماريوت

عندما يعين منحنى تقدير الجريان (Rating curve) بهذه الطريقة يمكن للقراءة المنفردة للمنسوب (وهي تعمل كل يوم في وقت معين بواسطة شخص غير ماهر) أن تحول إلى معدلات التصريف ومن ثم إلى كميات محددة من المياه جارية عند نقطة القياس. إن الصعوبة في منحنى التقدير هو في إيجاد نقاط كافية وقت التصريف العالي ليمكننا من إيجاد علاقة دقيقة.

5.2.6 تعديل منحنى التقدير:
(Rating-curve adjustment)

لقد نوقش منحنى التقدير حتى الآن كمصطلح وهو الذي يشمل كما يبدو خطاً وسطاً مرسوماً خلال عدد متناثر من نقاط الملاحظة (القياس). إن هذا هو ليس المقصود. إذا ما دونت كل نقاط التصريف كما قيست على منسوبي التصاعد أو الهبوط (Falling or Rising) فإن المنحنى سيشكل دارة (Loop) كما هو موضح في الخط المنقط في الشكل (1.6). إن هذا الاختلاف أو مفهوم الدارة يعزي لعدة أسباب. أول هذه الأسباب هو خزن المجرى (Channel storage). فإذاما ارتفع منسوب سطح الماء في النهر فإن الماء سوف يخزن بصورة مؤقتة في مجرى النهر.

□ مثال (1.6):

لنفرض بأن المقياس يبين ارتفاعاً بمعدل 0.2m/hr خلال قياس تصريف 100 متر مكعب / ثانية وكان المجرى بشكل بحيث أن معدل الزيادة هذه ينطبق على امتداد 1000 متر من النهر ما بين موقع المقياس ومنشأ السيطرة (ReachControl)(*).

لنفرض بأن معدل عرض المجرى (القناة) على هذا الامتداد هو 100 متر. بهذا يكون معدل سرعة التغير في الخزن على هذا الامتداد (d_s) كما هو معطى:

$$
\begin{aligned}
dS &= 1000 \times 100 \times 0{\cdot}2 \\
&= 20{,}000\ m^3/h \\
&= 5{\cdot}6\ m^3/s.
\end{aligned}
$$

(*) إن امتداد أومنشأ السيطرة للنهر (Control) هو ذلك المقطع الذي عنده يتغير المقطع العرضي للنهر. للمعالجات الكاملة لمقاطع النهر ومنشأ السيطرة وقياس التصاريف انظر كتاب الجريان في المجاري (Flow in Channels) (R.H.J.Selline) الناشر «Macmillan».

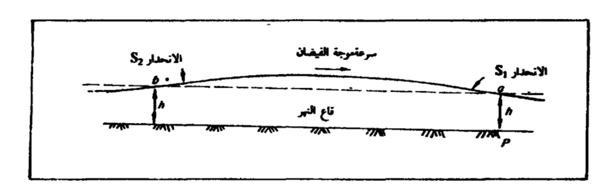
إن قياس التصريف الذي يجب أن يؤشر في منحنى التقدير هو 94.4 متراً مكعباً في الثانية (وليس 100) طالما هذا هو التصريف المار خلال منشأ السيطرة (Control) والمقابل لمعدل المنسوب.

إن السبب الثاني لظاهرة الدارة في منحنى التقدير هو الاختلاف في انحدار السطح الذي يحدث خلال مرور موجة الفيضان على طول المجرى. يمثل الشكل (6.6) مقطعاً طولياً لموجة فيضان مارة على طول مجرى النهر. عندما تمر النقطة (a) خلال موقع القياس فإن المقياس سيقرى (h) والمقطع العرضي للنهر هو (A) وانحدار سطح الماء هو (S_1). وعندما تتحرك موجة الفيضان إلى أن تصل النقطة (b) إلى موقع القياس. فإن قراءة المقياس (h) والمقطع العرضي (A) هما نفس المقادير السابقة وبينما الانحدار (S_2) هو يختلف عن S_1. ومن تطبيق معادلة Manning

$$Q = Av = \frac{AR^{\frac{2}{3}}S^{\frac{1}{2}}}{n}$$

نحصل على تصريفين مختلفين بالنسبة للحالتين طالما كانت (S) متغيرة بينما قيم A و R و n بقيت ثابتة.

طالما أن منسوب التصاعد مرتبط بالانحدار الأكبر فإن قياسات التصريف المأخوذة خلال منسوب التصاعد سترسم إلى يمين منحنى التقدير في الشكل (1.6) وتلك المأخوذة خلال منسوب الهبوط إلى اليسار. بالاعتماد على الذورة (Peakiness) لموجة الفيضان، كثيراً ما يحدث أقصى تصريف قبل وصول أعلى منسوب طالما أن تأثير الانحدار على السرعة قد يفوق الزيادة الطفيفة في مساحة المقطع العرضي.



الشكل (6.6)
تغير انحدار موجة الفيضان

على العموم، من الضروري تصحيح قياسات التصريف المأخوذة على طرفي موجة الفيضان إلى الظروف النظرية بحالة الثبوت (Steady state)، وذلك لأن أكثرية قراءات المنسوب تؤخذ بواسطة أشخاص غير ماهرين يومياً دون الاشارة إلى أن المنسوب في تصاعد أو هبوط، فباستعمال المنحنى المصحح أو منحنى حالة الثبوت فإن قراءات مناسيب التصاعد والهبوط ستتوازن على المدى البعيد، دون الحاجة إلى تصحيح القيم أو زيارة ثانية يومياً للمقياس من قبل القارىء. إن التصحيح هذا قد يتم كما يلي:

إن التصريف في حالة الثبوت لمجرى ذي خشونة ولمقطع عرضي يعطي حسب معادلة (Manning) كالتالي:

$$Q \propto \sqrt{S} \qquad (1.6)$$

حيث:

S = هو الانحدار في حالة الثبوت.

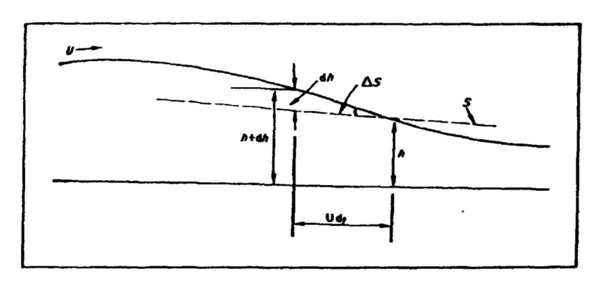
عندما لا يساوي الانحدار القيمة (S) كما هي الحالة في ظروف منسوب التصاعد والهبوط فإن التصريف الحقيقي (Q_a) يكون

$$Q_a \propto \sqrt{(S \pm \Delta S)} \qquad (2.6)$$

بالرجوع إلى الشكل (7.6) من الممكن التعبير عن (S) بدلالة معدل التغير في المنسوب وسرعةموجة الفيضان (U). إن الشكل (7.6) يمثل موجة فيضان متقدمة ذات منسوب تصاعدي. إن قراءة المقياس عند البدء بقياس التصريف كان (h) وفي نهاية القياس بعد زمن (dt) أصبح (h+dh). وفي الوقت الذي تقدمت فيه الموجة مسافة Udt و

$$\Delta S = \frac{dh}{U dt} = \frac{dh/dt}{U} \qquad (3.6)$$

وتكون dh/dt موجبة بالنسبة لمنسوب التصاعد وسالبة بالنسبة لمنسوب الهبوط.



الشكل (7.6)
تغير في الانحدار لموجة فيضان مع الزمن

عند ربط المعادلات (1.6) و (2.6) و (3.6) نحصل على:

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{\left(\frac{S + (dh/dt)/U}{S}\right)} \qquad (4.6)$$

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{\left(1 + \frac{dh/dt}{US}\right)} \qquad (5.6)$$

إذا استعمل عند قياس التصريف في الموقع مقياسان الأول في أسفل والثاني في أعلى الامتداد (Reach) فإن كل المقادير التي في المعادلة (5.6) من الممكن قياسها عدا (Q) و (U). إن (Q) هو مقدار التصريف في حالة الثبوت وهو المطلوب إيجاده أما (U) فهو سرعة موجة الفيضان. هناك عدة طرق لتكملة الحل. أول هذه الطرق هي فرض قيمة تجريبية لسرعة موجة الفيضان. لقد فترح (Corbett) (37) سرعة الموجة في حالة الفيضان للمجاري المنتظمة نسبياً تساوي 1.3 معدل سرعة الماء في النهر، أي أن

$$U = 1{\cdot}3\,\frac{Q_a}{A}$$

حيث (A) مساحة المقطع العرضي للمجرى.

من هذا نحصل على

$$Q = \frac{Q_e}{\sqrt{\left(1 + \frac{A \cdot dh/dt}{1 \cdot 3 Q_e S}\right)}}$$

□ مثال (2.6):

قيس التصريف أثناء الفيضان وكانت Q_e تساوي 3160 متر مكعب في الثانية وخلال القياس الذي استمر ساعتين ارتفع المنسوب من 50.40 إلى 50.52 متراً. عند أخذ مناسيب سطح الماء 400 متر في اعلى و 300 متر في أسفل موقع القياس وجد بأن الفرق في المنسوب كان 100 ملم. فإذا كان عرض النهر 500 متر ومعدل العمق فيه 4 أمتار في وقت القياس. على أي احداثيات يجب أن يرسم هذا القياس في منحنى التقدير؟

مساحة المقطع العرضي للنهر

$$A = 500\ \text{m} \times 4\ \text{m}$$
$$= 2000\ \text{m}^2$$

معدل سرعة الماء في النهر

$$\frac{Q_e}{A} = \frac{3160}{2000} = 1 \cdot 58\ \text{m/s}$$

لنفرض بأن سرعة موجة الفيضان

$$U = 1 \cdot 3 \times 1 \cdot 58 = 2 \cdot 054\ \ \text{m/s}$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{0 \cdot 12\ \text{m}}{7200\ \text{s}} = 1 \cdot 67 \times 10^{-5}$$

$$S = \frac{0 \cdot 1}{700} = 1 \cdot 43 \times 10^{-4}.$$

فالنهر في حالة التصاعد

$$Q\ (\text{التصريف المصحح}) = \frac{3160}{\sqrt{\left(1 + \frac{1 \cdot 67 \times 10^{-5}}{2 \cdot 054 \times 1 \cdot 43 \times 10^{-4}}\right)}} = \frac{3160}{\sqrt{(1 \cdot 057)}}$$

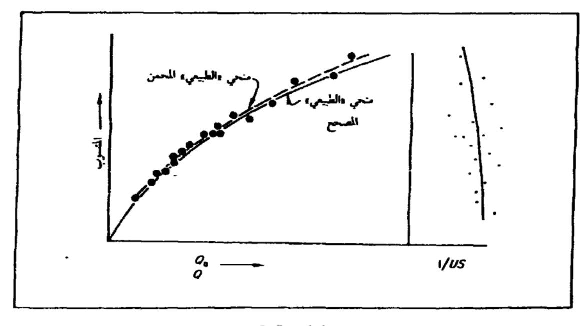
$$= 3080\ \text{m}^3/\text{s}$$

وعند أخذ معدل المنسوب للنهر تصبح الأحادثيات المصححة هي 50.64m يقابله تصريف 3080م مكعب / ثانية.

وهناك إجراء بديل متيسر أعده (Boyer) (38) حيث لا توجد حاجة لإيجاد قيم كل من U و S. فإذا ما كان هناك عدد كاف من نقاط القياس متيسرة ومن ضمنها القياسات المأخوذة خلال منسوب التصاعد والهبوط وكذلك في حالة الثبوت، ففي الإمكان رسم منحنى التقدير كخط وسيط خلال القيم غير المصححة. ومن الممكن تخمين كمية التصريف في حالة الثبوت (Q) من هذا المنحنى الوسيط. بما أن Q_a و dh/dt هي قيم في الامكان قياسها وبالتالي فإنها معروفة فمن المعادلة (5.6) نستخرج قيم 1/US لكل قياس تصريف.

عند ذلك يرسم المصطلح 1/US مقابل المنسوب ويمرر منحنى معدل خلال النقاط المرسومة كما هو ظاهر في الشكل (8.6). من العلاقة بين 1/US والمنسوب في الامكان استخراج قيم جديدة لـ US وبتعويض هذه القيم الجديدة في المعادلة (5.6) يستخرج التصريف في حالة الثبوت (Q) وترسم هذه القيم الجديدة للتصريف مقابل المنسوب وبذلك يكون منحنى التقدير المصحح تم ايجاده.

هناك طريقة اخرى يستعمل فيها الانحدار (S) دون الحاجة إلى قياس سرعة موجة الفيضان (U) أعدها (Mitchell) (39).



الشكل (8.6)
طريقة لتصحيح قراءات التصريف بدون حساب V أو S

6.2.6 تمديد منحنى التقدير:
(Extension of rating curves)

إن أكثر الصعوبات التي يلاقونها في أخذ قياس التصريف هي في اثناء مرور الفيضان العالي كما ذكر سابقاً، وكذلك للصعوبات الفيزيائية للسرع العالية للمياه والكتل الطافية وكذلك لندرة حدوث مثل هذه الحالات. كثيراً ما يحدث ـ كمثال ـ بأن الحالات التي بوجبها تصمم منشآت النهر مثل السدود والجسور تعرف بأنها «تلك التي لا تحدث أكثر مرة كل مائة سنة». هذا يعني بأن المصمم الانشائي يريد أن يعرف التصريف المتوقع والذي سيحدث في المتوسط مرة كل مائة سنة، ويشار إلى هذا بعض الأحيان بأنه «فيضان المائة عام».

فإذا كان قياس التصريف قد أجرى خلال المائة سنة السابقة فسوف لا تكون هناك صعوبة في إيجاد هذا الفيضان التصميمي. لكن في أكثرية الحالات المتوفر هو قياس المنسوب فقط وإن توفرة لمدة محدودة. فإذا استطاع المهندس الهايدرليكي الحصول على قراءات يومية للمنسوب وقياسات مستمرة للتصريف لمدة ثلاثين عاماً وحتى لحالات الفيضان الواطيء فهو محظوظ. يحتاج المهندس أكثر الأحيان إلى تمديد منحنى التقدير أبعد من آخر نقطة للقياس لتخمين التصريف لمنسوب معين. وبالمناسبة فإن مناسيب الفيضانات العالية تسجل أحياناً بواسطة خطوط النقاضة على الضفاف أو الأعشاب المسوكة بأغصان الأشجار التي تنبت على الشواطىء. إن مثل هذه الظواهر الطبيعية ذات قيمة جيدة.

هناك عدد من الطرق لغرض تمديد منحنى التقدير.

(I) بواسطة مطابقة معادلة رياضية للمنحنى:

وعادة ما تستعمل معادلة بالشكل التالي:

$$Q = k(h - a)^x$$

حيث:

h = هو المنسوب.

و(k) و (x) هما ثابتان ويشتقان من الجزء المتوفر من المنحنى و(a) هو الارتفاع بالأمتار (أو الأقدام) بين صفر المقياس ومنسوب الصفر للجريان.

إن مثل هذا المنحنى يشكل خطاً مستقيماً على الأوراق اللوغارتمية وبهذا فمن السهولة تحديده. إن هذا الاجراء قد يكون موضع شك طالما أنه ليس هناك تبرير نظري كاف لتأثير عمل مثل هذا القانون الأسي في وقت المياه العالية حيث قد يكون هناك تغيير فجائي في المقطع العرضي للنهر مع نسوب التصاعد.

(II) طريقة (Steven's Method) (40):

إن هذه الطرَيقة مبنية على معادلة (Chezy):

$$Q = AC\sqrt{(RS)}$$

حيث:

A = مساحة المقطع العرضي.

C = معامل (Chezy) للخشونة.

R = نصف القطر الهايدروليكي.

S = انحدار خط الطاقة.

فإذا فرضت قيم ($C\sqrt{S}$) ثابتة والتعويض بدلاً عن (R) معدل العمق (D) يكون

$$Q = kA\sqrt{D} \qquad (7.6)$$

ترسم القيم المعلومة لـ $A\sqrt{D}$ و Q وغالباً ما تكون قريبة من الخط المستقيم والذي في الإمكان تمديده. إن القيم الحقلية لـ$A\sqrt{D}$ والتي هي أكبر من المقيسة من منحنى التقدير قد تستعمل بعد ذلك من الخط الممدد لرسم التصريف مقابل نقطة المنسوب في منحنى التقدير.

إن الاعتراض على هذه الطريقة ببساطة هي أن قيم $C\sqrt{S}$ ليست ثابتة. مع أنها تأخذ بنظر الاعتبار التغير الحاصل على أبعاد المجرى. إن هذا الإجراء هو أكثر منطقية من الطريقة الأولى.

(III) طريقة الانحدار ــ المساحة:

إن هذه الطرَيقة تعتمد على القواعد والفرضيات الهايدروكيلية والتي تتم عملياً بدق

أوتاد أو عمل علامات مؤقتة أخرى وقت ذروة الجريان أعلى وأسفل نقطة قياس التصريف. وتستعمل تلك العلامات لحساب انحدار الماء. إن قياس المقطع العرضي يعطينا المساحة ونصف القطر الهايدروليكي للمقطع ومن ثم باستعمال المعادلة (Manning)

$$Q = \frac{AR^{2/3}S^{1/2}}{n} \quad (8.6)$$

وتنتقد هذه الطريقة بعض الأحيان وذلك لاعتمادها على القيمة (n). وطالما أن (n) للمجاري الطبيعية هي حوالي 0.035 فإن الخطأ بمقدار 0.0001 من قيمة (n) يعطي 3% خطأ في التصريف. إن هذا الخطأ قد يواجه جزئياً برسم قيمة (n) مقابل المنسوب لكل التصاريف المقيسة وبهذا فإن اختيار قيمة (n) بالنسبة للمناسيب المرتفعة سوف لا يكون اعتباطياً بل مأخوذ من مثل هذا المنحني. وإذا كان في الامكان قياس الانحدار أثناء الفيضان العالي فمن المحتمل بأن هذه الطريقة هي الأحسن.

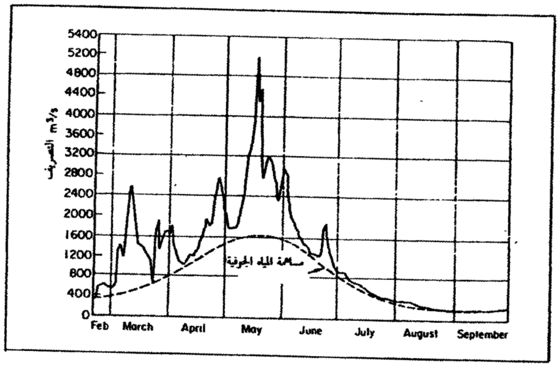
يجب التأكد على أن كل طرق تمديد منحني التقدير هي طرق مشكوك بها ببعض الدرجات ويجب أن يلجأ إليها في الحالات التي لا يمكن استخدام طرق قياس التصريف.

إن الطريقتين الأخريين معرضتان للخطأ نتيجة التغير في المقطع العرضي جراء النحر الذي يولده الفيضان والترسبات من المياه المنخفضة اللاحقة. لهذا فإن قياسات المقطع العرضي والعمق يجب أن تؤخذ قدر الامكان في نفس وقت أخذ قراءات التصريف.

3.6 استدامة السيح: (Duration of runoff)

على الرغم من أن الفيضان والجفاف هي مهمة من وجهات نظر كثيرة فإنهما يتجهان إلى أن يكونا ذوي امد قصير نسبياً. في كثير من التحريات المائية من المهم أن نعرف الكمية الكلية من الماء التي يجب التعامل معها في خلال حقبة طويلة من الزمن كمثال في دراسات توليد الطاقة الكهرومائية فإن سعة المحطة يجب أن تختار لتصريف معين أقل من ذروة الفيضان لأنه من ناحية أخرى إن السعة الكبيرة ستكون على الدوام مائية. لهذا الغرض إن أكثر السبل ملائمة لغرض تقديم المعلومات هي المنحنى التراكمي (Mass curve) ومنحنى استدامة السيح (Flow duration curve).

إن القراءات اليومية للمناسيب تحول بمساعدة منحنى التقدير المقيس جيداً والمصحح إلى حجوم الجريان. إن مجموعة نموذجية من مثل هذه الأرقام للجريان اليومي موضحة بيانياً في الشكل (9.6).



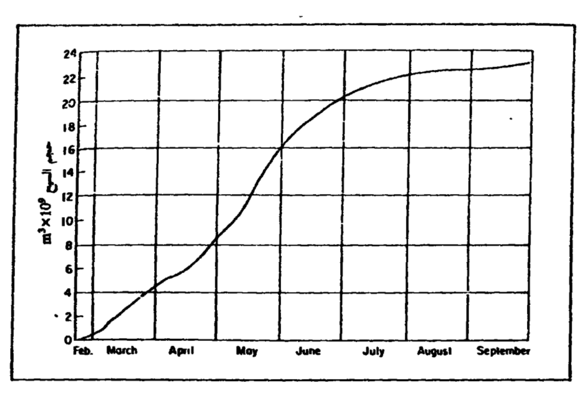
الشكل (9.6)

مخطط ماء لنهر الفرات في هيت (شباط ـ ايلول 1957)

إن مثل هذا العرض يدعى بمخطط الماء (الهايدروغراف) (Hydrograph). فإذا ما رسمت هذه الحجوم مقابل الزمن وذلك باضافة الحجم لكل يوم إلى المجموع السابق نحصل على المنحنى التراكمي للجريان، مثل هذا المنحنى موضح في الشكل (10.6).

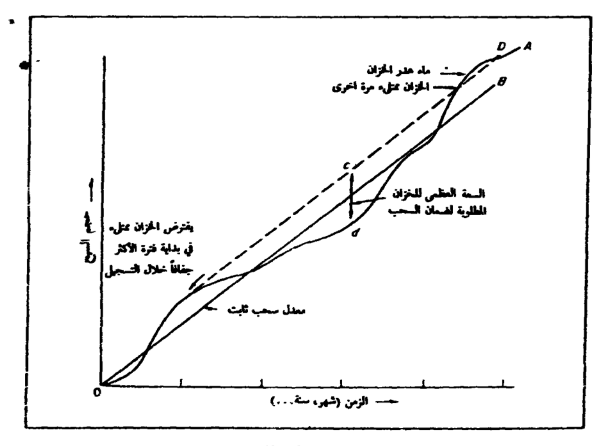
إن المنحنى التراكمي مفيد جداً في دراسات تصميم الخزانات طالما أنها تعطي طريقة جاهزة لإستخراج سعة الخزن اللازمة لمعدلات الجريان والتفريغ المعينين.

لنفرض على سبيل المثال أن المنحنى التراكمي (OA) في الشكل (11.6) يمثل الجريان من حوض والذي سيستعمل لتطوير القدرة الكهرومائية الأساسية. فإذا ما رسم المعدل الثابت اللازم للتفريغ على نفس المخطط، كالخط OB فالسعة المطلوبة للخزن اللازمة لتأمين هذا المعدل من التفريغ يمكن إيجادها برسم الخط CD موازياً



الشكل (10.6)

المنحنى التراكمي للسيح لنهر الفرات في هيت (شباط ــ ايلول 1957)



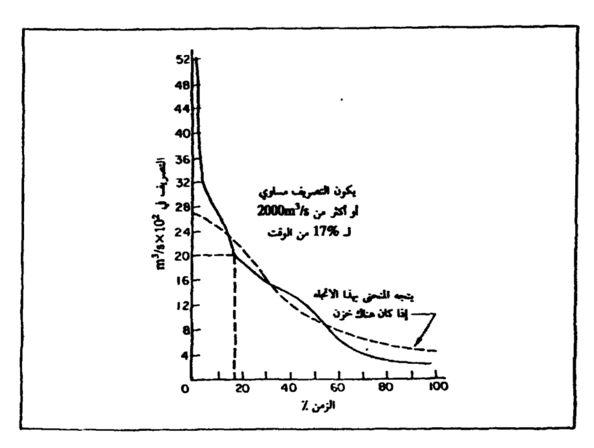
الشكل (11.6)

استعمال المنحنى التراكمي في تصميم خزان

للخط OB من النقطة C في بداية أشد فترة جفاف مسجلة. وإن سعة الخزن اللازمة مبينة كأكبر إحداثي (Cd). تستعمل طبيعياً فترات اطول على قدر ما يسمح فيه القياس لتصميم الخزانات وفي حالات عديدة إن معدل التفريغ ليس ثابتاً ولا مستمراً. في مثل هذه الحالات، تستعمل طرق أخرى تعتمد على نفس هذه القواعد (41).

تبين منحنيات الأمد النسبة المئوية من الوقت التي تكون قيم معينة من التصاريف تتساوى أو تتزايد. مبين مثل هذا المنحنى في الشكل (12.6). إن منحنى الاستدامة لفترات طويلة من الجريان مهم ومفيد لتقدير أي جزء من الجريان ويجب أن تستعمل لأغراض معينة، طالما ان المساحة تحت المنحنى تمثل الحجم. ومن الملاحظ بأن الخزن سوف يحور من استدامة الجريان في الأسلوب الموضح بالخطوط المتقطعة في الشكل (12.6) حيث يقلل من الجريان العالي ويزيد المنخفض.

إن شكل المنحنى مهم حيث أن المنحنى المنبسط يدل على أن النهر ذو فيضانات قليلة والذي يجهز بصورة عامة من المياه الأرضية بينما المنحنى شديد الانحدار يدل على



الشكل (12.6)

منحنى امد الجريان لنهر الفرات في هيت (مشتق من الشكل 9.6)

أن النهر ذو فيضانات وفترات جفاف متكررة وأن الجريان من المياه الأرضية قليل وتجهيز النهر في الدرجة الأولى من الجريان السطحي. إن استدامة الفيضان والجفاف المعينين وكذلك الفترة المتراكمة لقيم تصاريف معينة هي أيضاً ذات فائدة وعادة ما تستخرج بشكل مباشر من مخطط الماء.

4.6 صفات الجابية وتأثيرها على السيح:

(Catchment characteristics and their effects on runoff)

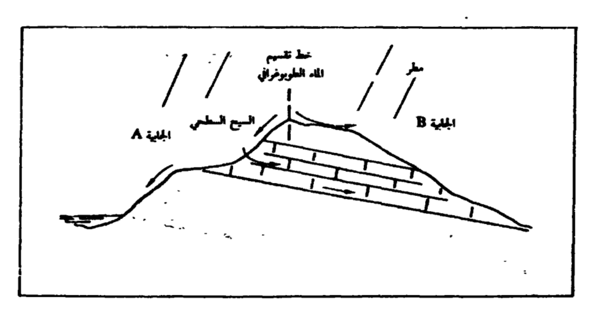
آن الوقت لمعرفة كيف تؤثر الصفات المختلفة لمساحة جابية المياه (Catchment area) على معدلات وكميات التصريف منها. ويعني بمساحة الجابية هي كل مساحة الأرض والسطوح المائية المساهمة في التصريف للمقطع العرضي للجدول أو النهر المعينين. إنه من الواضح بأن لكل نقطة من مجرى الجدول له مستجمعاً واحداً خاصاً به، وإن سعة الجابية تزداد عندما تتحرك نقطة المراقبة إلى الأسفل وأصله إلى أكبر مساحة لها عندما تكون نقطةالمراقبة عند ساحل البحر.

هناك صفات عديدة لجابية المياه والتي تؤثر على الجريان وإن كلًا من هذه الصفات قد تكون موجودة بدرجة كبيرة أو صغيرة. إن الانتباه ــ عند تحليل هذه الصفات كلا على حدة ــ هو في محاولة تقدير تأثير كل صفة على السقيط والصرف اللاحق من هذه الجابية إلى مجرى النهر.

(أ) مساحة الجابية: **(Catchment area)**

إن المساحة كما عرفت في بداية هذا القسم هي عادة ــ ولكن ليس بالضرورة ــ محاطة بواسطة خط تقسيم ماء التضاريس (Topographic water-divide). إن الشكل (13.6) يوضح مقطعاً عرضياً افتراضياً خلال خط تقسيم ماء التضاريس لجابية ما. وبسبب الظروف الجيولوجية للمنطقة فإنه في الامكان للمساحات التي هي وراء خط التقسيم المساهمة في التصريف. إن الحدود الحقيقية غير محددة ومع ذلك ولو أن قسمًا من المياه الأرضية في يسار خط التقسيم في الشكل قد يصل إلى الجابية (B) فإن الجريان السطحي سيبقى في الجابية (A) وهنا فإن سعة الرشح للتربة وكثافة المطر سوف تؤثر على الجزء من المطر الذي ستجمعه كل جابية.

إذا ما عبر عن الجريان، ليس كالكمية الكلية من الجابية بل الكمية لوحدة



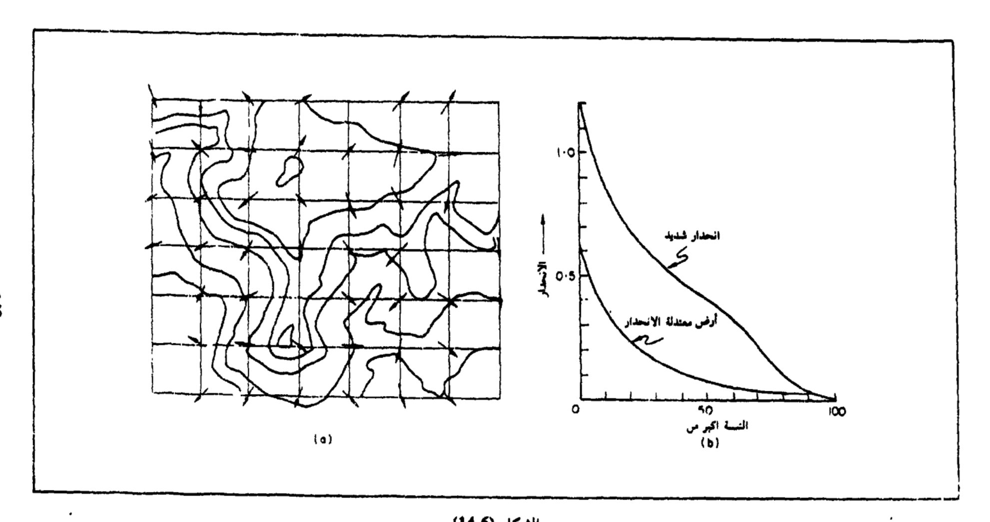
الشكل (13.6)
يعرف خزان الماء بواسطة علم الجيولوجي وكما في الطوبوغرافية

المساحة (عادة متر مكعب في الثانية لكل كيلومتر مربع أو قدم مكعب في الثانية لكل ميل مربع) لوحظ، إذا ما تساوت باقي المتغيرات فإن ذروة السيح تقل كلما زادت مساحة الجابية. وهذا بسبب الزمن اللازم للماء لسير خلال المجاري المائية إلى نقطة المراقبة (فترة التركيز ــ time of concentration) وكذلك للمعدلات المنخفضة للمطر إذا ما زاد حجم العاصفة. (انظر الجزء 4.8.2) وبصورة مشابهة يزداد الحد الأدنى لسيح لوحدة المساحة بسبب سعة مساحة التكوين المائي الأرضي والأمطار المحلية الثانوية.

(ب) انحدار الجابية: (Slope of catchment)

كلما زاد انحدار سطح الأرض زادت سرعة حركة مياه السيح السطحي وبهذا فإن فترة التركيز ستكون أقصر وتكبر ذروات الفيضان. إن سعة الرشح تميل إلى الانخفاض كلما زاد الانحدار طالما أن النباتات النامية تكون أقل كثافة والتربة أكثر سهولة للتعرية فإن هذا يبرز ويزيد السيح.

يعد الانحدار بواسطة تغطية الخارطة الكنتورية لجابية بشبكة خطوط مستقيمة متسامتة (Rectangular grid) ويقيم الانحدار العمودي على الخطوط الكنتورية كما هوواضح في الشكل (A14.6). إن توزيع التكرار (Frequency Distribution) لهذه الأرقام قد ترسم عندئذ كما في الشكل (B14.6) . وتقارن الجابيات المختلفة على



الشكل (14.6)

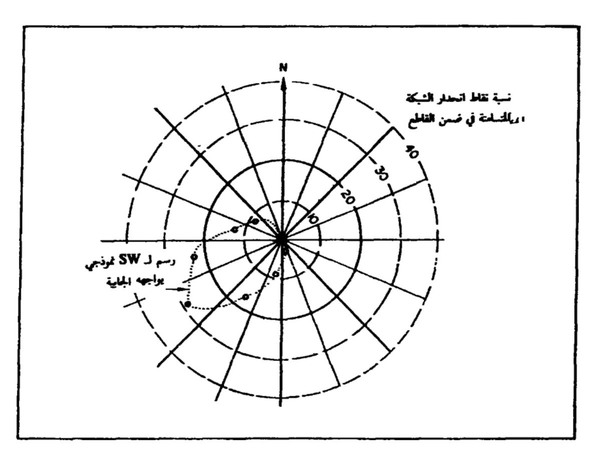
(a) شبكة متسامتة لتقيم انحدار واتجاه الجابية

(b) منحنيات التواتر لمقارنة الانحدار الشديد للجابيات.

نفس الرسم البياني. إن منحنى التكرار الحاد نسبياً يدل على الجابيات ذات السيح السريع والعكس بالنسبة للمنحنيات المنبسطة.

(ج) اتجاه الجابية: (Catchent orientation)

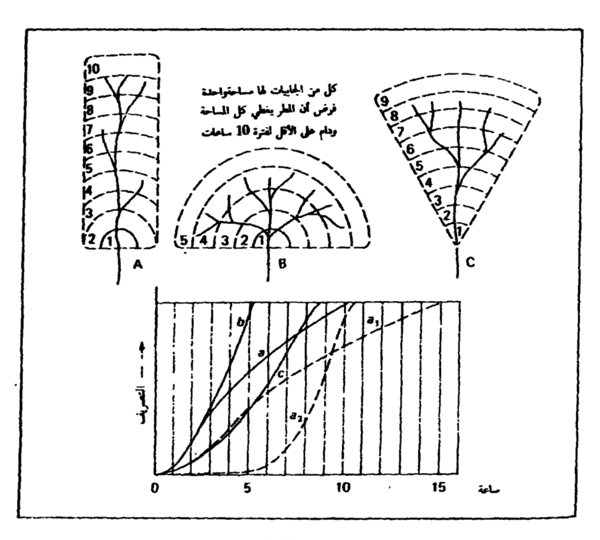
إن الاتجاه مهم في كل ما يتعلق بالأحوال الجوية للمساحة التي تقع ضمنها الجابية. فإذا كانت الرياح السائدة وخطوط حركة العواصف لها نمط فصلي معين ــ كما يكون ذلك عادة ــ فإن مخطط مياه السيح سيعتمد في بعض الدرجات على اتجاه الجابية ضمن المخطط (Pattern) وإن الشبكة المتسامتة في الشكل (A14.6) يمكن أن تستعمل لهذا الغرض أيضاً بواسطة تقييم الزوايا بين اتجاه الانحدار وخط الطول (شمال ــ جنوب مثلاً) لكل نقطة من الشبكة وبالتالي رسم مخطط التكرار الدائري كما في الشكل (15.6) والمشباه لوردة الرياح (Wind Rose).



الشكل (15.6)
مخطط الاتجاه

(د) شكل الجابية : (Shape of catchment)

إن أحسن امكانية لتوضيح تأثير الشكل يكون بدراسة مخططات الماء من ثلاث جابيات مختلفة الشكل متساوية المساحة (الموضحة في الشكل (16.6) والمتعرضة لمطر ذي شدة واحدة). فإذا ما قسمت المساحات إلى قطع دائرة متحدة المركز والممكن وفرض أنها تحتوي على كل النقاط ضمن مساحة متساوية على طور المجرى من نقطة المراقبة. لقد لوحظ بأن الشكل (A) يحتاج إلى 10 وحدات (ساعات مثلاً) ليمر قبل أن تساهم كل نقطة في الجابية في التصريف وبصورة مماثلة فإن (B) ستحتاج إلى 5 ساعات و (C) إلى 8 ساعة. إن مخططات ماء السيح الناتجة ستكون مشابهة لتلك المبينة في الشكل (16.6)، والمؤشرة بحرفها الصغير. إن المساحة (B) تعطي ارتفاعاً اسرع للتيار من (C) و (A) وكذلك هبوط أسرع بسبب الوقت الأقصر للانتقال.



الشكل (16.6)
تأثير الشكل على سيح الجابية

إن عامل الشكل هذا يؤثر كذلك على السيح عندما لا تغطي العاصفة كل مساحة الجابية مرة واحدة بل تتحـرك من طرف إلى آخر، كمثال، تأمل مساحة الجابية (A) التي تغطى بصورة تدريجية بواسطة عاصفة تتحرك إلى الأعلى والتي ستغطي كل المساحة بعد 5 ساعات. إن الفيضان المقدم من آخر قاطع سوف لا يصل إلى نقطة المراقبة قبل 15 ساعة من بداية العاصفة، بحيث أن مخطط الماء (a) في الشكل (16.6) الآن سوف يأخذ شكل المنحنى (a_1) في الشكل نفسه. وبصورة مماثلة إذا كانت العاصفة تتحرك في نفس المعدل إلى الأسفل فإن الفيضان المقدم من جزء ــ الوقت 10 سيصل إلى نقطة القياس بعد 5 ساعات فقط من التي في القاطع (1). وبهذا سيحدث ارتفاعاً سريعاً للفيضان (a_2 في الشكل 16.6). إن تأثير التغير في اتجاه حركة العاصفة على شكل الجابية نصف الدائري والهلالي يكون ملحوظاً بصورة أقل من الأشكال السابقة ولا يزال بالامكان تقديره.

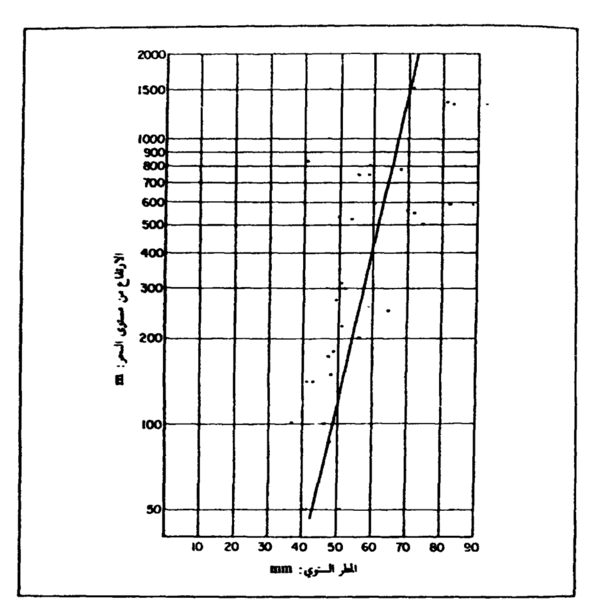
(هـ) ارتفاع الجابية: (Altitude of the catchment)

إن السقيط، بصورة عامة ــ يزداد بالارتفاع ولو أن بعض الجابيات المنفردة تظهر اختلافات واسعة عن القواعد العامة. والشكل (17.6) يوضح هذا الاتجاه بالنسبة لجنوب ــ غرب اسكتلندا. لكن الأهمية الكبرى هي في تأثير قلة التبخر في درجات الحرارة الواطئة والخزن المؤقت للمتساقطات كالثلج والجليد. إن هذا يؤثر على توزيع المعدلات الشهرية للسيح وتقليلها إلى الحد الأدنى في الشتاء وفي الطقس البارد.

لهذا هناك تأثيرات متوازنة بزيادة الارتفاع وتعتمد سيادة أي واحـدة على المناخ السائد. إن المقارنة بين الجابيات المختلفة قد تتم بواسطة رسم توزيع التكرارات لنسب مساحة الجابية التي هي في أو أعلى من ارتفاع معين.

(و) مخطط المجرى: (Stream pattern)

إن مخطط تطور الجداول في الجابية له تأثير ملحوظ على معدلات السيح. إن الجابيات جيدة الصرف سيكون لها فترة تركيز قصيرة وبالتالي مخطط ماء ذو ارتفاع فيضان شديد الانحدار بالمقارنة مع جابية ذات منخفضات سطحية عديدة ومستنقعات وبحيرات صغيرة مثلاً. من الصعوبة جداً تحويل مخططات الصرف المعنية إلى أرقام لكن في الامكان عمل المقارنة بدلالة كثافة المجرى وهي أطوال الجداول في وحدة



الشكل (17.6)

التوافق بين الارتفاع والمطر السنوي لجنوب غرب اسكتلندا

المساحة ومعدل الطول للروافد أو معدل طول السيح السطحي على الأرض (الجريان إلى أقرب مجرى مائي). من الطبيعي أن يلعب علم الأرض (الجيولوجيا) دوراً في تكوين الجداول. لهذا يجب دراسة كلا من الخرائط الجيولوجية والطوبوغرافية في تحديد التأثير للمخططات المختلفة.

(ز) عوامل أخرى:

بالاضافة إلى العوامل الرئيسية المفصلة اعلاه، فإن العوامل التالية ستؤثر على

معدل والكمية الكلية للسيح السطحي وبهذا فإنها تؤثر على مقدار ذروات الفيضان وشكل مخطط الماء.

1 ــ حالة مجرى النهر ــ نظيف أو معشوب أو مليء بالعشب.

2 ــ وجود الخزانات والبحيرات ومسطحات الفيضان أو المستنقعات وغيرها (انظر الفقرة (و) أعلاه).

3 ــ استعمال الأرض سواء أكانت مزروعة أم جرداء أو معشوبة أو مكسوة بالغابات ولها صرف صناعي وغيرها.

4 ــ حالات التربة تحت السطح وتشمل رطوبة التربة الابتدائية وارتفاع مستوى الماء الأرضي وعمق ونفاذية الحشرج وسعة الرشح.

5.6 العوامل المناخية: (Climatic factors)

أشير في الجزء (4.6 / د) إلى تأثير حركة العاصفة على السيح. فإذا كانت العاصفة منتشرة بحيث لا تغطي كل مساحة الجابية فإن السيح السطحي سيكون أقل مما لو كانت التغطية كاملة للمساحة.

في الجزء (4.6 / هـ) أشير كذلك إلى تأثير أشكال السقيط حيث أن الثلج ودرجات الانجماد تستطيع بصورة فعالة وضع الجريان السطحي المتوقع في حالة خزن وتقليل كمية التبخر ــ نتح.

مع كل هذا فإن التأثير الرئيسي للمناخ هو في شدة المطر واستدامته (Duration). إن لشدة المطر علاقة مباشرة بالسيح، ما أن تتجاوز الشدة سعة الرشح فإن المطر الزائد سيصبح متيسراً ويسيل إلى مجاري المياه السطحية.

إن الشدد متفاوتة في الاختلاف وإن الشدة القصوى تحدث عادة في عدة عواصف محلية. من المحقق ان الحد الأعلى الذي سيسجل سيحدث عن طريق الصدفة فقط لهذا فمن الطبيعي أن الشدة العليا المسجلة تكون قد تخطت لعدة مرات. آن (Jenning) (42) ومن بعده (Paulhus) (87) قد جمعا اعلى قيم مسجلة للمطر وأن قسماً من هذه البيانات موضحة كالتالي:

التاريخ	المحطة	العمق		الاستدامة
		بالستمترات	بالانجات	
4 تموز 1956	Unionville, Md., U.S.A.	31	1.23	1 دقيقة
7 تموز 1889	Curtea de Arges, Rumania	206	8.10	20 دقيقة
16/15 آذار 1952	Cilaos, La Reunion	1870	73.62	24 ساعة
تموز 1861	Cherrapunji, India	9300	366.14	31 يوم

إن أعلى شدة للمطر مسجلة في الجزر البريطانية مدرجة ادناه

التاريخ	المحطة	العمق		الاستدامة
		بالستمترات	بالانجات	
23 أيلول 1977	Chagford	33	1.30	10 دقيقة
12 تموز 1901	Maidenhead	92	3.63	حوالي 60 دقيقة
11 حزيران 1956	Hewenden Reservoir	100	6.09	101 دقيقة
18 تموز 1955	Martinstown, Dorest	279	11.00	حوالي 14 ½ ساعة(*)

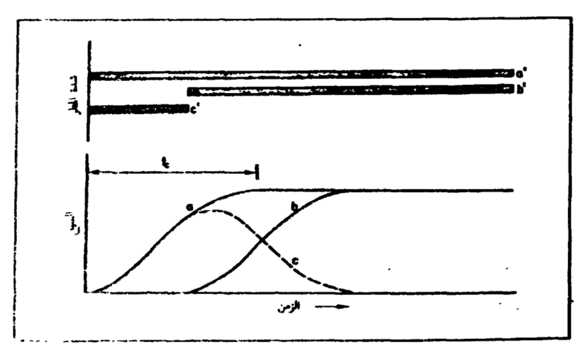
طالما أن الشدة يعبر عنها بالعمق / الزمن فإنه من غير المستطاع أخذها بنظر الاعتبار منفصلة عن الاستدامة (Duration).

إن نفس عمق المطر المستلم في استدامتين مختلفتين يعطيان معدلات جريان مختلفة تماماً. ماذا يمكن القول لو أن مناخين مختلفين ينتجان ظروفاً جوية (ميتيربولوجية)

(*) العاصفةموضحة في الشكل (12.2).

مختلفة ومؤدية إلى نوعيات مختلفة من المطر والتي ضمنياً لها استدامة متباينة تماماً. على سبيل المثال، عاصفة في انكلترا قد تسبب شدة مطر مقدارها 20 ملم / دقيقة ولكن ليس من المحتمل أن تستمر هذه عاصفة لأكثر من فترات قصيرة معدودة مقاسة بالدقائق بينما المطر الموسمي (Mansoon) في الهند يستمر في المطول لأسابيع بمعدل شدة تزيد على 10 ملم / دقيقة. من غير الممكن الوصول إلى مثل هذه الحالة في أكثر أجزاء العالم (انظر أيضاً (9.6).

من الممكن ملاحظة تأثير الاستدامة على مخطط الجريان من الشكل (18.6)، حيث أن عاصفة ذات شدة منتظمة تسبب ارتفاعاً في مخطط الماء كما في(a). تعرف مثل هذه العواصف بكونها تغطي كل مساحة الجابية إلى جانب أن عمق المطر هو ثابت إلى حد ما ويعطي معدلات ثابتة للسيح. ولو أن هذه الظاهرة نادرة في الطبيعة لكنها تستعمل في علم الهايدرولوجي لإيجاد صفات الجابية. حيث بعد زمن معين (t_c) (فترة التركيز) يصبح معدل السيح ثابتاً. إن مخطط الماء في هذا الشكل هو نموذجي للجابيات الصغيرة جداً مثل المساحات المبلطة في المدينة حيث يكتسب هذا السيح الثابت بصورة سريعة. إن الجابيات الطبيعية صغيرة أو كبيرة لها فترة تركيز أطول ـ كقاعدة عامة ـ من فترات التركيز لأمطار ذات شد مطر منتظمة. من المستطاع



الشكل (18.6)

مخطط ماء لعاصفة ذات فترة قصيرة مشتق من عاصفين ذات امد طويل وشدة منتظمة

إيجاد تأثير الفترات القصيرة للمطر على مخطط الماء بطرح مخطط الماء لفترتين طويلتين تزيد على (t_c) ومنفصلتين الأول عن الثاني بفترة قصيرة من الوقت.

في الشكل (18.6) (a) و (b) متشابهان وهماتتيجة للأمطار (a′) و (b′) بالتعاقب. إن نتيجة طرحهما ينتج المطر ذا الفترة c′ ومخطط الماء الناتج (c) الذي هو ذو شكل نموذجي لأكثر مخططات المياه للمجاري الطبيعية.

6.6 العلاقة بين المطر / السيح:
(Rainfall / Runoff correlation)

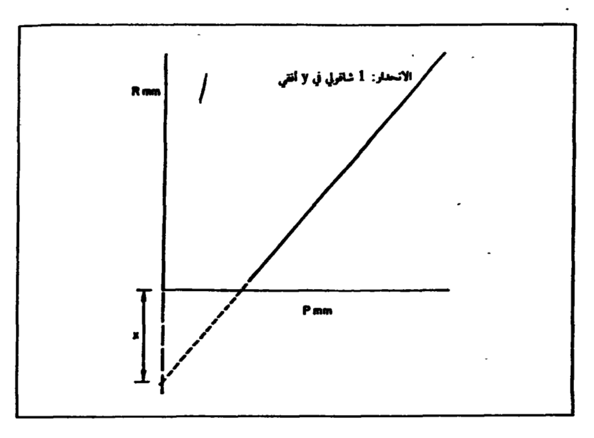
طالما هناك قواعد عامة للأسباب والتأثيرات بين المطر المتساقط والسيح الناتج عنه فإنها من الواضح الآن بأن العلاقة بينهما غير مباشرة. في الوقت الذي يؤخذ فيه التبخر والماء المعترض وخزن المنخفضات في الرشح والنقص في رطوبة التربة بنظر الاعتبار وإن المطر المتخلف في شد مختلفة ينطبق على جابيات متغيرة بالحجم والانحدار والشكل والارتفاع وجيولوجية تحت السطح والمناخ، فإن العلاقة يجب أن تشمل قيماً قصوى والتي تتحدى العلاقة المنطبقة لفترة قصيرة في الأقل.

على الرغم مما سبق، فإنه من الممكن إقامة علاقة تجريبية (Imperical) للجابية المعينةمبنية على أساس التساقط السنوي والجريان. ومن الأفضل استعمال السنة المائية بدلاً من السنة التقويمية لإقامة هذه العلاقة والسنة المائية هي عبارة عن فترة 12 شهر تبتدىء وتنتهي في فترة الجريان الفصلي الأدنى. فإذا ما رسم التساقط مقابل الجريان كعمق على الجابية فمن الممكن استخراج علاقة بينهما كتلك الموضحة في الشكل (19.6). إن هذه العلاقة تكون كخط مستقيم في المناخ المعتدل والاستوائي الرطب. فإذا كان P هو كمية المطر المتساقط السنوي فإن الجريان السنوي R يعبر عنه بالمعادلة التالية:

$$R = \frac{P}{y} - x \qquad (7.6)$$

إذ في الامكان استعمال كمية التساقط السنوي لإيجاد كمية تقريبية أولية للجريان السنوي.

إن الانحراف عن الخط المستقيم قد يكون بسبب الظروف في السنة السابقة والتي أعطت مناسيب ملحوظة اعلى أو أخفض للمياه الأرضية. في الامكان استعمال



الشكل (19.6)
توافق المطر / السيح

هذه الطريقة للأشهر الممطرة في المناخ الرطب عندما تكون الأرض مشبعة لكنها غير سارية المفعول في ما وراء نطاق مثل هذه الحدود الضيقة. ولو أن تطبيق العلاقة مثل المعادلة (7.6) هي محدودة إلا انها قد تصبح طريقة مفيدة لتخمين السيح السنوي الكلي من جابيات ليس فيها أجهزة قياس مطر إذا كانت مشتابهة في المناخ وذات حجوم وظروف متشابهة.

إن التحسين الاضافي لهذه الطريقة ممكن وذلك بأخذ الفترة المعينة من السنة ودليل التبلل (Antecedent precipitation Index) (أنظر الجزء 2.4.4) واستدامة العاصفة بالاضافة إلى العمق بنظر الاعتبار حتى يمكن اشتقاق العلاقة لعاصفة معينة على جابية معينة. في الامكان انتاج منحنيات متحدة المراكز (Coaxial graph) والتي تأخذ كل المتغيرات المختلفة بنظر الاعتبار. إن مثل هذه العلاقة موضحة في الشكل (7.4).

7

تحليل مخطط الماء (الهيدروغراف)

Hydrograph Analysis

1.7 عناصر مخطط الماء الطبيعي:

(Components of a natural hydrograph)

إن العناصر المختلفة المساهمة في مخطط الماء الطبيعي مبينة في الشكل (1.7). لنبدأ بوجود جريان أساسي فقط، بمعنى آخر، إن إسهام المياه الجوفية من الخشارج المحاذية للنهر سيقل تصريفها أكثر وأكثر مع الوقت. مخطط الماء للجريان الأساسي هو قريب إلى منحنى أسي (Exponential curve) وربما تمثل الكمية في أي وقت بشكل قريب جداً بـ

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

حيث أن:

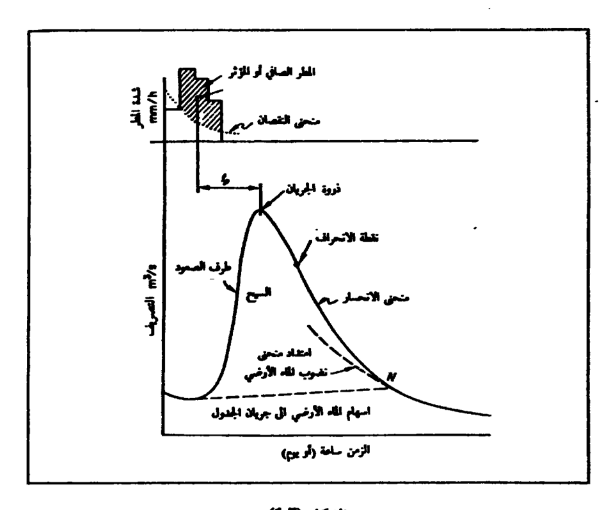
Q_0 = التصريف في فترة البداية.

Q_t = التصريف في نهاية الوقت t.

α = معامل الخشرج.

e = أساس اللوغارتم الطبيعي.

في لحظة بدء المطر توجد فترة ابتداء لاعتراض وترشيح قبل وصول أي سيح مقاس إلى مجرى القنوات وخلال فترة تساقط المطر تأخذ تلك الضائعات بالنقصان باستمرار كما شرحت سابقاً. وعليه يجب أن يَعدل مخطط المطر (Rain graph)



الشكل (1.7)

أجزاء عناصر مخطط الماء الطبيعي

لبين المطر الصافي أو المؤثر. إما ما بعد الضائعات البدائية، يبدأ السيح السطحي ويستمر إلى القيمة الذروة والتي تحدث في الوقت t_p المقيسة من مركز الجاذبية لمخطط المطر الفعلي أو الصافي. وبعد ذلك ينخفض على طول طرف الانحسار (Recession limb) حتى يختفي كلياً. في نفس الوقت يؤدي الرشح الذي يكون مستمراً خلال فترة المطر الكلية برفع مستوى الماء الجوفي والذي بعد ذلك يساهم أكثر في نهاية جريان العاصفة من بدايتها لكن مرة أخرى ينخفض على طول منحنى النضوب (Depletion curve).

يفترض أن السيح السطحي، الأكثر ملائمة، يحوي على عنصرين آخرين: سقيط القناة (Channel precipitation) والجريان الداخلي (Interflow). سقيط القناة هو ذلك الجزء من سقيط الجابية الكلي الذي يسقط مباشرة على سطوح الجدول والنهر

والبحيرة. عادة يكون صغير لكن إذا كان في الجابية بحيرات كبيرة ربما يكون مهم نسبياً ومن ثم يحتاج إلى معالجة منفصلة.

ينطبق الجريان الداخلي على الماء الذي يسير أفقياً خلال الأفق العليا للتربة وربما في مبازل حقلية اصطناعية أو أوعية صلدة كلياً أو طبقات لها نافذة مباشرة تحت السطح. يختلف هذا الجريان ربما من لا شيء إلى جزء ممكن تقديره من السيح الكلي.

بما أن مساهمة المياه الجوفية في جريان الفيضان مختلفة نسبياً في الأسلوب عن السيح السطحي، فعليه يجب أن يحلل بصورة منفصلة وأن أول مستلزمات تحليل مخطط الماء هو إذن فصل الاثنين (المياه الجوفية والسيح السطحي).

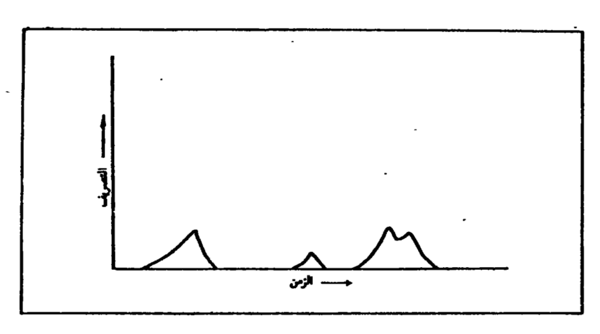
2.7 مساهمة الجريان الأساسي في تصريف جدول:

(The contribution of baseflow to stream discharge)

طالما يمثل الجريان الأساسي تصريف الحشرج، فتحصل تغيرات بشكل بطيء وتوجد فترة فاصلة بين التسبب والتأثير والذي ربما يساطة يمتد إلى فترة أيام أو أسابيع. وسيعتمد هذا على استنقال الحشرج (Transmissibility) الذي يحد الجدول والمناخ. وإن بعض الحالات الطبيعية اللاعدودة أخذت بنظر الاعتبار هنا.

يجب أن يعمل تميز حاد بين المجرى المغذي (Influent stream) والمجرى المنبعث (Effluent stream). المجرى المغذي هو المجرى الذي فيه الجريان الأساسي سالب، بمعنى آخر، يغذي المجرى المياه الجوفية بدلاً من الاستلام منه. على سبيل المثال، تعمل قنوات المجرى كمجاري مغذية وعدة أنهار طبيعية تعبر مناطق صحراوية كذلك. وتحدث المساهمة العكسية على حساب مساهمة الحشارج في الأجزاء الأخرى من المجرى، طالما عدم تواجد جريان أساسي من المجرى المغذي برمته. مثل هذا المجرى على سبيل المثال، الجزء الشرقي الأوسط من وادي (Wadi)، يجف تماماً في فترة الجفاف ويطلق عليه سريع الزوال، وله مخطط مائي كما هو في شكل (2.7).

أما المجرى المنبعث يتغذى بواسطة المياه الجوفية ويعمل كمبزل للحشرج المحاذي له. والأغلبية العظمى من الأنهار في بريطانيا وأوروبا من هذا الصنف.



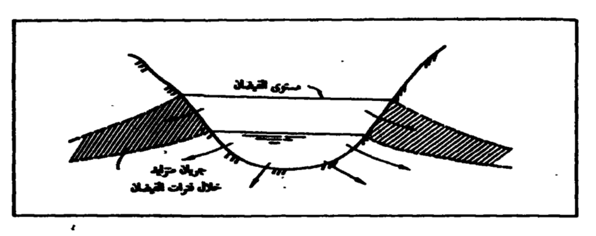
الشكل (2.7)
مخطط ماء لجدول سريع الزوال

السيول (Intermittent streams) هي تلك المجاري التي تعمل كمجاري مغذية ومجاري منبعثة حسب الفصل، وتميل إلى الجفاف في فصل الجفاف.

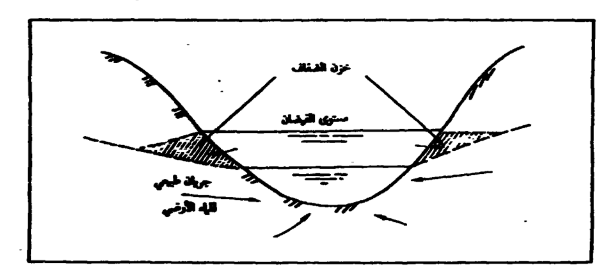
المجاري الدائبة (Perennial streams) هي في الأغلبية الكثيرة، لها جريان قليل في فصل الجفاف مغذاة بجريان أساسي وبصورة رئيسة مجاري منبعثة، وخلال عدة أنهر دائبة مخترقة تراكيب جيولوجية مختلفة لها نفاذية مختلفة ومعرضة إلى ظروف جوية مختلفة تكون معاً مجاري منبعثة ومغذية في مناطق مختلفة من سيرها. ومثال جيد على ذلك هو نهر الفرات في القطر العراقي.

يبين الشكل (9.6) مخطط الماء لجزء سنوي لنهر الفرات وربما يلاحظ التغير الفصلي البطيء للجريان الأساسي. ويستمر جريان الأساس مبدئياً في أعالي المياه للجابية في شمال العراق، تركيا وسوريا. في هيت، حيث يلاحظ من مخطط الماء إن النهر في أغلب السنة هو مغذى.

يصف خزن الضفاف (Bank storage) الجزء من السيح في فيضان ناهض والذي امتص من قبل طبقات متاخمة منفذة لمسار ماء أعلى من مستوى الماء الأرضي الطبيعي. موضح في الأشكال (3.7) و (4.7). في الشكل الأخير تبين اتجاه الأسهم تدفق الماء الجوفي إلى المجرى وستعكس خلال فترة الفيضان بينما مستوى سطح المجرى



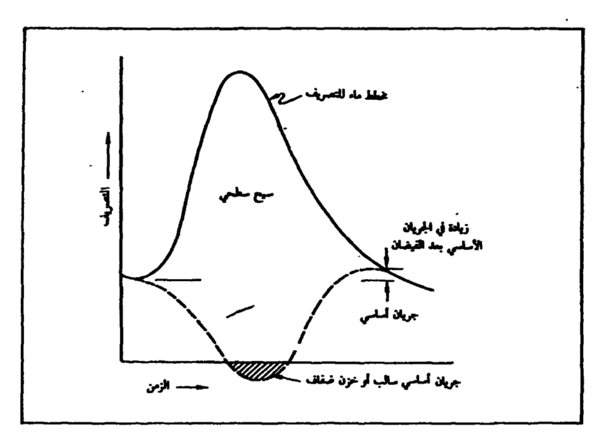
الشكل (3.7)
مجرى مغذي



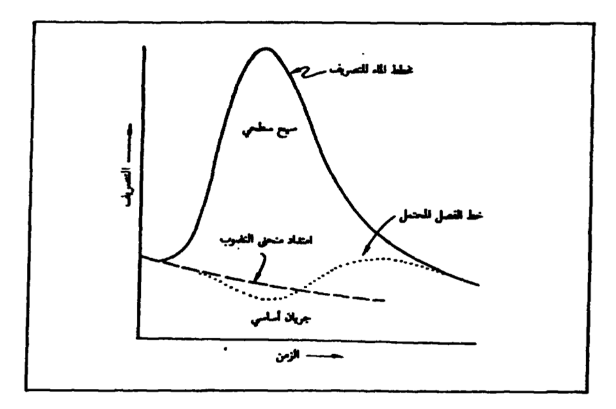
الشكل (4.7)
مجرى تبحث

أعلى من مستوى الماء الأرضي. وكنتيجة فإن مخطط الماء لفيضان معين ربما يحوي وبشكل جيد على جريان أساسي مساهم كما هو مبين في الشكل (5.7). كمثل هذا الفصل غير محتمل عملياً كمّا لكن يصح نوعاً.

في عدة أنهار طبيعية، معتمدة طبيعياً على نفاذية الضفة وانحدار مستوى الماء الأرضي، سيكون التغير في الجريان الأساسي أقل بكثير من ما هو مبين في الشكل (5.7) ويسبب في انخفاض طفيف من امتداد منحنى النضوب، تتبعه زيادةمتدرجة إلى أعلى من القيمة البدائية كما هومبين في الشكل (6.7).



الشكل (5.7)
جريان أساسي سالب



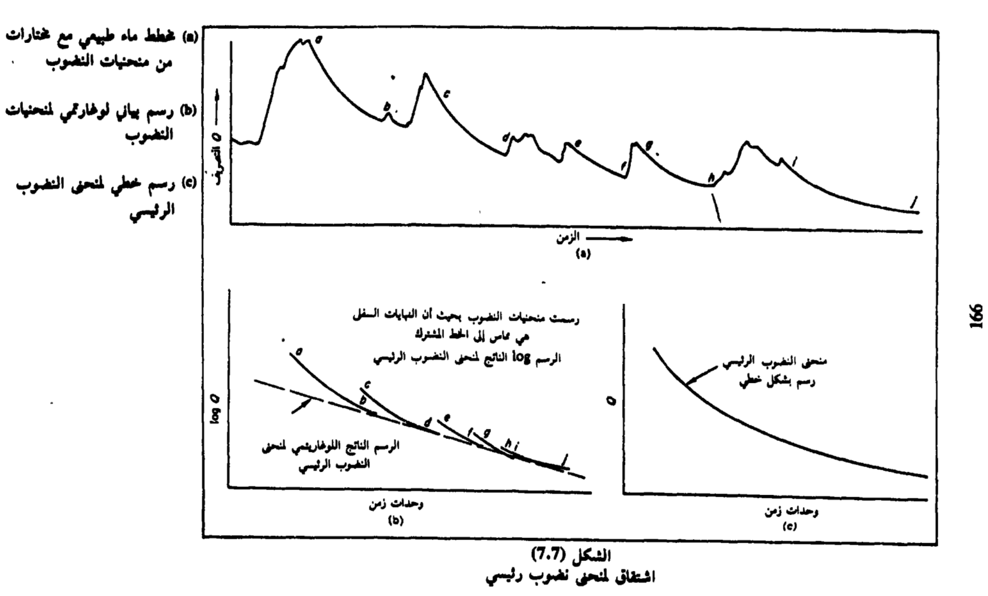
الشكل (6.7)
فصل جريان الأساسي

3.7 فصل الجريان الأساسي والسيح:
(Separation of baseflow and runoff)

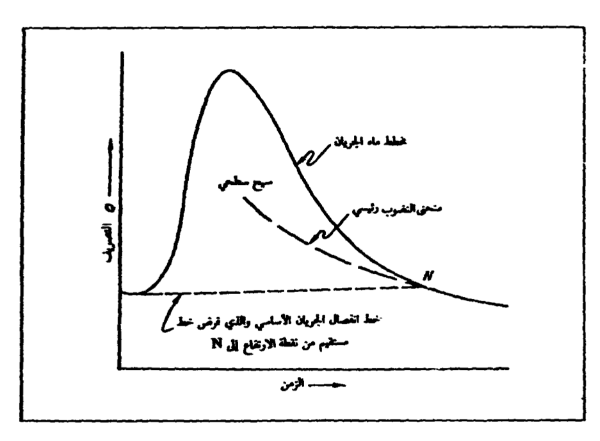
بين في الفقرة السابقة (2.7) بأن خط التقسيم بين السيح والجريان الأساسي غير محدد ومن الممكن أن يتغير إلى حد كبير. طالما يحتاج التحليل الموضع الدقيق للخط المستقيم معرفة مفصلة لجيوهيدرولوجية الجابية، والمتضمنة الامتداد المسامي واستقال الحشرج (Transmissibility of the aquifer)، تستعمل بصورة عامة أكثر عملياً تكنيك الفصل المتماسك (Consistent Separation Technique) وتعتمد على المعلومات المتوفرة والتي استعملت بالتالي.

إذا كان تسجيل تصريف مجرى متوفراً بصورةمستمرة خلال فترة لعدة سنوات فمن المستطاع رسم مخطط الماء كنمط الشكل (a7.7) . ويتم اختيار للأجزاء المتضمنة منحنيات الانحسار المتصلة بمساحة جريان الأساسي فقط، بعد أن يتوقف السيح، في عدة مراحل مختلفة محتملة. وأخذت تلك الأقسام من مخطط الماء المتصل ورسمت مرة أخرى على log Q مقياس عمودي ومقياس زمني خطي، كما هو موضح في الشكل (b7.7). أبتداء من الجريان الانحسار الأقل في السجل، رسم الآن منحنى مماس للأجزاء السفلى (في معنى آخر، منحنى النضوب الحقيقي) للرسوم البيانية لـ logQ. وتعمل هذه العملية ببساطة بواسطة تحريك ورقة شفافة على الرسوم البيانية، مع مطابقة الاحداثي السيني، حتى يتوافق كل رسم بياني log Q في قيمة زيادية متعاقبة مع المنحنى المنشأ ويمتد للأعلى جزئياً. ومن الممكن تحويل منحنى المماس الذي ثبت مؤخراً للمرحلة الأعلى إلى مقياس خطي عمودي ويدعى منحنى النضوب الرئيسي (Master deplection curve) لمحطة قياس معينة. تطبق ربما الآن ذلك على مخطط الماء لفترة عاصفة معينة بنفس الحالة المبينة في شكل (8.7) بحيث تتوافق منحنيات النضوب معاً في النهايات السفلى وفي نقطة الافتراق المؤشرة بـ N. تمثل N النقطة التي انتهى فيها السيح السطحي فعلياً وقد رسم خط مستقيم إلى هذه النقطة من نقطة الصعود المفاجىء. هذا الخط، المبين في شكل (8.7) كخط متقطع، يمثل خط الأساس لمخطط الماء للسيح السطحي ومن الممكن بعد ذلك.

بينما الطريقة المبينة في اعلاه يحتمل أن تكون أحسن المتوفر، وتعتمد على معلومات ملاحظة مسبقة والتي تكون دائماً متوفرة. وطريقة بديلة هي إنشاء نقطة الانحناء العظمى على طرف الانحسار لمخطط الماء. ربما هذا أكثر بساطة معمول



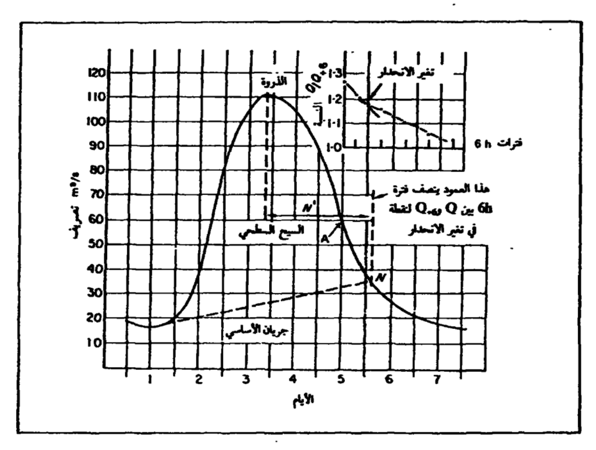
الشكل (7.7)
اشتقاق لمنحنى نضوب رئيسي



الشكل (8.7)
طريقة عمل لفصل جريان الأساسي

بحساب النسبة بين Q في أي وقت وكل 2 ساعة (أو أي فترة مناسبة) بعد. سيشرح مثال الطريقة. الشكل (9.7) هو مخطط ماء ملاحظ لنهر خلال فترة لعدة ايام. المراد فصل السيح السطحي وجريان الأساسي. ابتدأ من نقطة A وباستعمال 6 ساعات لفصل النسب متعاقبة، الحسابات مبينة في جدول (1.7).

ربما يشاهد من الخط البياني الصغير لنسبة ـ فترة الوقت على الشكل (9.7) انحداران ظاهران، الأعلى يرتبط مع السيح والآخر مع نضوب المياه الجوفية. وفي نقطة تقاطعهما، من الممكن إيجاد النسبة الحرجة والنقطة الأولى خلف منطقة التقاطع على جهة المياه الجوفية تعطي موقعاً معتدلاً لـ N. تحليل مخطط الماء التالي غير حساس جداً للموقع المضبوط لـ N وإن 0300 أو 0600 ساعة في يوم، سيكون مرضياً. ورسم الآن خط مستقيم إلى N من النقطة التي ابتدأ منها مخطط الماء بالارتفاع، كما سبق. من الممكن الحصول على كمية السيح الكلية وذلك بقياس المساحة تحت المنحنى وبين الخط المستقيم.



الشكل (9.7)
طريقة أخرى لفصل جريان الأساسي

الجدول (1.7)
حسابات لتساعد في إيجاد N

النسبة $\frac{Q}{Q_{+6}}$	Q_{+6} m^3/s	Q m^3/s	الساعة	اليوم
1·27	47·5	60·1	1200	5
1·22	39·0	47·5	1800	
1·18	33·2	39·0	2400	
1·16	28·6	33·2	0600	6
1·13	25·2	28·6	1200	
1·11	22·7	25·2	1800	
1·09	20·9	22·7	2400	
1·06	19·7	20·9	0600	7
1·04	18·9	19·7	1200	
1·04	18·2	18·9	1800	
	—	18·2	2400	

إن موقع N مهم أيضاً في مخططات الماء المركبة، والتي ستشاهد في الجزء (10.7)، طالما تعرف جزئياً طول الأساسي (Base length) لمخطط الماء.

يجمع طول الأساسي للجزء قبل الذروة، والتي تعتمد على طول فترة المطر و t_c فترة التركيز وطرف الانحسار بعد الذروة والتي تعتمد قبل كل شيء على خاصية الجابية. من ملاحظات لعدة جابيات طبيعية فإن موقع N ربما ينشأ تجريبياً، من جدول (2.7) المعطاة بالأيام بعد ذروة الفيضان.

الجدول (2.7)

مساحة الجابية كدليل لـ N

مساحة الجابية Km^2	الزمن من الذروة إلى N بالأيام
250	2
1250	3
5000	4
12500	5
25000	6

4.7 مخطط الماء القياسي:

(The Unit hydrograph)

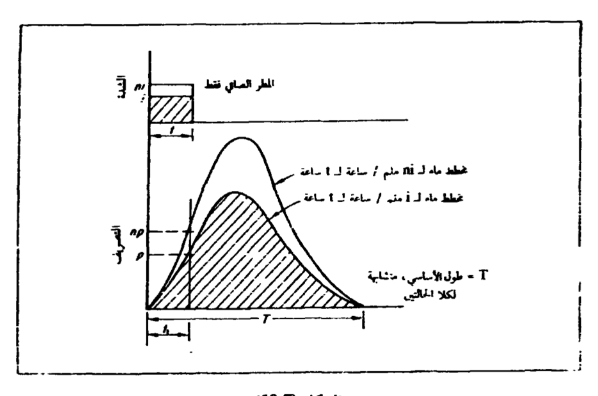
اشتق مخطط الماء للسيح السطحي بالطرق التي شرحت في الأقسام السابقة، والمشكلة التي تطرح الآن هي كيف يستطاع الربط بعلاقة مع المطر المسبب له؟ بوضوح، إن كمية وشدة المطر لهما تأثير مباشر على مخطط الماء لكن لحد الآن لم يعرف بشكل واضح كيف؟ وإلى أي حد تأثير كل منهما عليه؟ الطريقة التي تعمل هي تجريبية جزئياً ونظرية جزئياً والتي تستعمل فكرة مخطط الماء القياسي (Unit hydrograph) أو (Unitgraph) وشرحت أول مرة من قبل (Sherman) (43).

يجب التأكيد على أن العلاقة المطلوبة بين المطر الصافي أو المؤثر بمعنى آخر، المطر الذي يبقى كسيحاً بعد سماح لكل الفاقدات من التبخر والاعتراض والرشح والسيح السطحي (بمعنى آخر مخطط الماء للسيح ناقص جريان الأساسي).

تتضمن الطريقة ثلاثة مبادىء والتي هي كما يلي:

1 ـ مع شدة متجانسة لمطر صافٍ على جابية معينة، تنتج شدد مختلفة لمطر لنفس الاستدامة سيح لنفس فترة الزمن، مع أنها لكميات مختلفة. هذه قاعدة تجريبية والتي هي تقريباً صحيحة وموضحة في الشكل (10.7).

2 ـ مع شدة متجانسة لمطر صافٍ على جابية معينة، تنتج شدد مختلفة لمطر لنفس الاستدامة مخطط ماء للسيح، والاحداثيات العمودي لذلك في أي وقت معطاة، هي في نفس النسبة لكل آخر كشدة المطر. وذلك للقول، إن n من المرات كثرة مطر في وقت معين سيعطي مخطط ماء مع إحداثيات عمودية n من المرات أكبر. في الشكل (10.7) الاحداثيات العمودية لـ t_1 هما n_p و p لشدد المطر ni و i على التوالي.



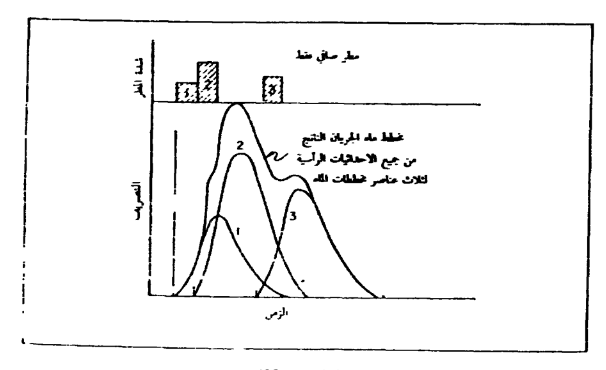
الشكل (10.7)
أساسيات التناسب لمخطط الماء القياسي

3 ـ يطبق مبدأ تطابق الاجزاء المتماثلة (Superposition) لمخطط الماء الناتج من فترات متلامسة و/ أو فترات معزولة لشدة مطر متجانسة. هذا موضح بالشكل (11.7) حيث ربما يشاهد بأن مخطط الماء الكلي الناشىء عن العواصف الثلاث المنفصلة هو مجموع مخططات الماء المنفصلة الثلاث.

فبترسيخ هذه المبادىء فإن فكرة وحدة مطر الآن قد قدمت وحدة لمطر ربما تكون أي كمية معينة، مقيسة كعمق على الجابية، عادة 1 سم أو 1 أنج ولكن ليس على سبيل الحصر. فيجب أن تظهر وحدة المطر كسيح في مخطط الماء القياسي. إن المساحة التي تحت منحنى مخطط الماء لها وحدات التصريف الآني مضروباً بالزمن، أو

$$\frac{L^3}{T} \times T = L^3 = \text{حجم السيح}$$

وبرغم أن وحدة المطر تقاس كـ 1 سم على مساحة الجابيةالكلية فالسيح المنتج يعطي بـ أمتار مكعبة، والكميات المشتركةمتشابهة. إذا علم مخطط قياس لجابية معينة واستدامة معينة لمطر، فبعد ذلك من المبدأ (2)، من الممكن التكهن بالسيح من أي مطر آخر له نفس الاستدامة.



الشكل (11.7)

أساسيات تطابق الأجزاء المطبقة على مخطط الماء القياسي

وهذه هي الخطوة الأولى باتجاه إكمال التوفيق المطلوب، لكن إذا كان المطر المتساقط لاستدامة مختلفة عن ذلك في المخطط القياسي، فبعد ذلك يجب أن يعدل المخطط القياسي قبل أن يستعمل.

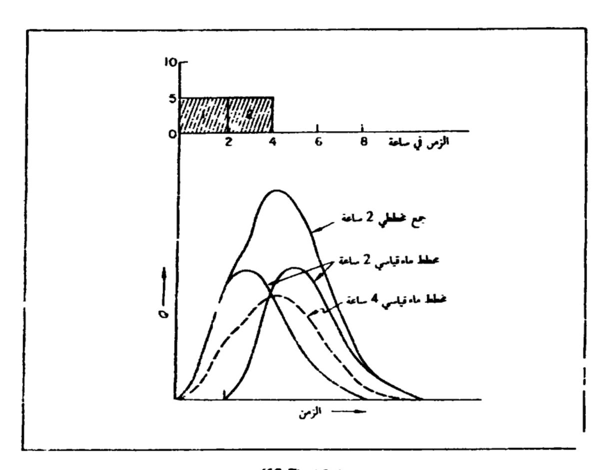
5.7 مخططات الماء القياسي لاستدامات مختلفة:

(Unit hydrographs of various durations)

1.5.7 تغير مخطط ماء لاستدامة قصيرة إلى مخطط ماء لاستدامة طويلة:

إن أبسط طريقة لاستنتاج مخطط ماء لاستدامة أطول لمطر موضح في الشكل (12.7).

افترض أن المتوفر هو مخطط ماء قياسي لساعتين والمطلوب مخطط ماء قياسي



الشكل (12.7)

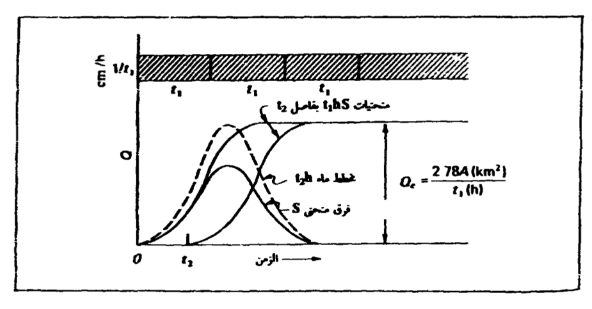
تغير مخطط ذو فترة قصيرة إلى مخطط ماء ذو فترة طويلة

(إذا كان ذو فترة طويلة هو مضاعف زوجي إلى القصير)

لأربع ساعات. يحصل على هذا بفرض فترة اضافية لمطر صافٍ لمدة ساعتين تتبع الأولى مباشرة، والذي سيعطي قيام مخطط ماء قياسي مماثل، لكن متقول إلى اليمين بساعتين في الوقت. إذا جمع مخططا الماء القياسيان لساعتين بشكل رسم بياني، فإن مخطط الماء الكلي المحصل سيمثل السيح من 4 ساعات مطر بشدة $\frac{1}{2}$ سم / ساعة. (يجب أن يكون بهذا الشكل لأن مخطط الماء القياسي يحوي على 1 سم مطر). فهذا المخطط المائي الكلي هو إذن نتيجة لمطر في ضعف الشدة المطلوبة ويشتق إذن مخطط الماء لأربع ساعات من تقسيم الاحداثي الرأسي على 2 ويبن بخط متقطع في الشكل (12.7). سيلاحظ بأن له قاعدة وقت أطول بساعتين من مخطط الماء لساعتين، هذا معقول طالما سقوط المطر بشدة أقل ولوقت أطول.

2.5.7 تغير مخطط ماء لاستدامة طويلة إلى مخطط ماء لاستدامة قصيرة:

لاشتقاق مخطط ماء لفترة مطر قصيرة من ذلك لفترة أطول من الضروري استعمال طريقة منحنى ـ S. منحنى ـ S هو ببساطة مخطط الماء الكلي الناتج من مجموعة عواصف مستمرة ذات شدة منتظمة تولد 1 سم في t_1 ساعة على الجابية، بمعنى آخر، هو مخطط الماء لسيح مطر مستمر بشدة $1/t_1$. كمثل هذا المخطط مبين في الشكل (13.7) يصبح تصريف الجابية ثابتاً بعد t_c زمن التركيز، عندما تساهم كل أجزاء الجابية وتكون الشروط



الشكل (13.7)

تحويل مخطط الماء القياسي بواسطة منحنى S

بحالة ثابتة. وبالتالي فإن كل منحنى S هو فريد لاستدامة مخطط ماء معينة، في حوض بزل معين.

إذا سحب منحنى S فترة زمنية واحدة على يمين الأول، فإنه من الواضح الفرق بين المنحنيين الموضح بيانياً يساوي إلى سيح واحد t_1 ساعة مخطط ماء.

إذا كان المطلوب مخطط ماء لعاصفة ذات فترة أقصر لـ t_2 ساعة، ربما يحصل عليها بسحب منحنى S مرة ثانية، لكن ينقل فقط t_2 ساعة على محور الوقت. إن الفرق البياني بين المحورين الرأسيين للمنحنيين S يمثل السيح لـ t_2 ساعة في شدة $1/t_1$ سم/ساعة. فيجب أن يضرب محور الرأس لمنحنى الفرق منحنى S هذا بـ t_1/t_2 لتكون شدة المطر المتمثلة هي $1/t_2$ سم/ساعة، والتي هي الشدة المطلوبة لـ t_2 مخطط ماء. إن هذه العملية موضحة في الشكل (13.7).

إذا كان أساس وقت مخطط الماء هو T ساعة، فإن حالة السيح الثابت يجب أن يحدث في T ساعة وفقط T/t_1 مخططات ماء ضرورية لإنماء جريان خارج ثابت ومنه انتاج منحنى S. يحصل على قيمة الجريان الخارج (Outflow) الثابت، Q_e، ببساطة طالما 1 سم على الجابية مجهز ويزال كل t_1 ساعة.

$$Q_e = \frac{2 \cdot 78A}{t_1}$$

حيث أن:

A = مساحة الجابية بكيلومتر مربع.

t_1 = الاستدامة بـ ساعة.

Q_e = بـ متر مكعب / ثانية.

سيكون واضحاً أن الطريقة تستعمل لتغيير وحدة الزمن في أي من الاتجاهين أطول أو أقصر وإذا كان التغير من أقصر إلى أطول استدامة، فإن t_2 لا تضرب مباشرة بـ t_1. رغم أن الطريقة شرحت بالرسومات البيانية وتعمل عادة تطبيقاتها بالعملي بشكل جدولي كما في المثال (1.7) الموضح ذلك.

□ مثال (1.7):

مخطط ماء قياس لـ 4 ساعة مدون في العمود (2) أشتق مخطط ماء قياس لـ 3 ساعة. مساحة الجابية هي 300 كيلومتر مربع.

$$\text{الجريان المتعادل لمنحنى } Q_e,S = \frac{2\cdot78 \times 300}{4} = 208 \text{ متر مكعب / ثانية}$$

سيكون ملاحظ أن $Q_e=208m^3/s$، كما حسبت، تتفق جيداً مع القيمة المجدولة لمنحنىS 207. مؤشر هذا بأن فترة 4 ساعة للمخطط القياسي قيمت صحيحاً. وارد جداً مع توزيع مطر غير منتظم، أن تعمل محاولة لتقليص المطر الصافي إلى مطر ذي شدة منتظمة ولاستدامة معينة. ومن الممكن أن يخدم منحنى S في هذه الطريقة كتحقيق على قيمة مختارة. إذا كانت القيم الطرفية لمنحنى S تتغير بشكل واسع وليس ثابتة لتغير بسيط سيكون هذا مؤشر لمخطط القياس لمطر ــ وقت غير صحيح.

لاحظ كذلك لم يكن ضرورياً في جدول (3.7) لإظهار اعمدة T/t_1 لـ 4 ساعات مخطط ماء، وإجمعهم جانبياً. إن منحنيات S الاضافية هي الاحداثيات الرأسية لمنحنى S منقولة لوقت مقداره 4 ساعات. طالما أن الساعات الأربع الأولى من مخطط الماء ومنحنى S هي نفسها، فإن منحنيات S الاضافية وأعمدة منحنى S تملأ في خطوات متعاقبة. ويكون التأثير نفسه كإظهار أسطر الاحداثيات الرأسية لمخطط الماء بتنظيم 4 ساعات متوالية، طالما منحنيات S الاضافية تمثل مجموع كل قيم الاحداثيات الرأسية السابقة لمخطط الماء القياسي.

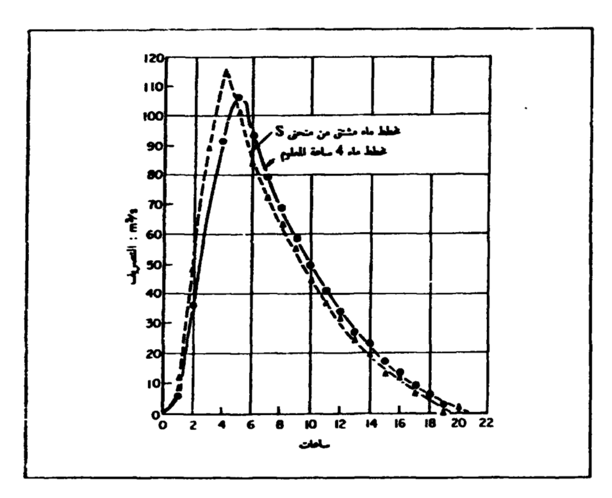
الجدول (3.7)

طريقة منحنى S

(1) الزمن ساعة	(2) مخطط ماء 4 ساعة	(3) منحنى S اضافات	(4) منحنى S عمود 3+2	(5) تخلف منحنى S	(6) العمود 5-4	(7) العمود 6 × $\frac{4}{3}$ = مخطط ماء 3 ساعات
0	0	—	0	—	0	0
1	6	—	6	—	6	8
2	36	—	36	—	36	48
3	66	—	66	0	66	88
4	91	0	91	6	85	113
5	106	6	112	36	76	101
6	93	36	129	66	63	84
7	79	66	145	91	54	72
8	68	91	159	112	47	63
9	58	112	170	129	41	55
10	49	129	178	145	33	44
11	41	145	186	159	27	36
12	34	159	193	170	23	31
13	27	170	197	178	19	25
14	23	178	201	186	15	20
15	17	186	203	193	10	13.5*
16	13	193	206	197	9	12*
17	9	197	206	201	5	6.5*
18	6	201	207	203	4	5.5*
19	3	203	206	206	0	0*
20	1.5	206	207	206	1	1.5*
21	0	206	206	207	−1	

(*) مطلوب تعديل بسيط لنهاية مخطط 3 ساعة. ويعمل عادة بواسطة العين (أنظر الشكل 19.7)

جميع الأرقام في m^3/s ما عدا العمود (1).



الشكل (14.7)

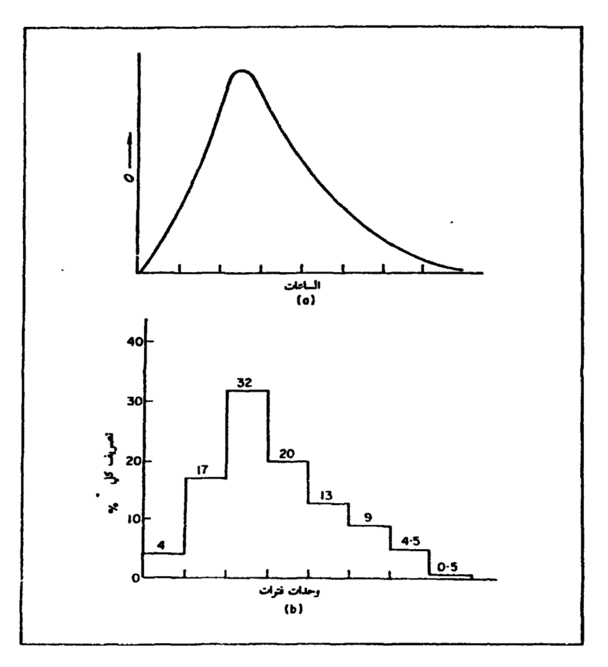
مخطط ماء قياسي مشتق بواسطة طريقة منحنى S

6.7 مخطط الماء القياسي كتوزيع مئوي:

(The unit hydrograph as a percentage distribution)

إن أول من استعمل منحنى التوزيع هو (Bernard) (44)، ويمثل مخطط قياسي بشكل مئوي للجريان الكلي الحادث في وحدة زمن معينة. مثل التصريف بمخطط قياسي وهو يتناسب طردياً مع المطر الصافي، فإن النسب المئوية في وحدة الزمن ستبقى ثابتة مهما يكن المطر الصافي. وهذا ذو فائدة لتطبيق المخطط القياسي لبعض الحالات

يبين الشكل (15.7) مخطط ماء قياسي، مع مخطط توزيع مشتق والذي يمثل ذا المخطط. إن المساحة تحت المنحنى وتحت الخط المدرج هي متساوية وعليه فإن اشتقاق مخطط قياسي من مخطط توزيع يجب أن يرسم خط صقيل خلال الدرجات ليعطي مساحات متساوية.



الشكل (15.7)
(a) مخطط ماء قياسي
(b) مخطط توزيع مشتق

فإن مخطط التوزيع هو أقل دقة من مخطط الماء لكن أكثر ملائمة لعمليات اشتقاق معادة، كما سنرى في القسم (8.7).

7.7 اشتقاق للمخطط الماء القياسي:

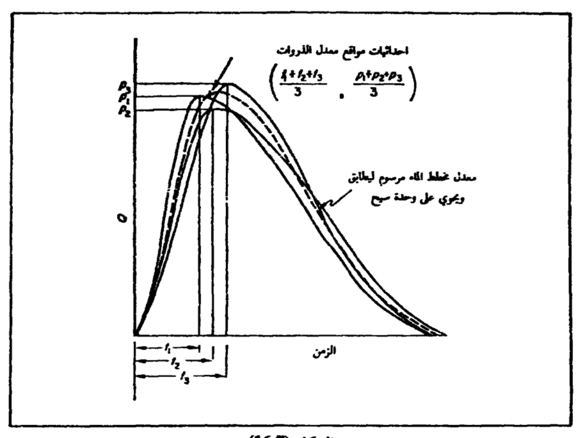
(Derivation of the unit hydrograph)

إن مخطط الماء القياسي لجابية معينة من الممكن اشتقاقه من مخطط ماء طبيعي ناتج من أي عاصفة تغطي الجابية ولها شدة منتظمة بشكل معقول. إذا كانت الجابية كبيرة جداً وبعبارة أخرى أكبر من 5000 كيلومتر مربع مثلاً ربما لا تغطى مطلقاً بعاصفة ذات شدة منتظمة، طالما هؤلاء مقيدون بالحجم من قبل الظروف الميترولوجية. في هذه الحالة يجب أن تقسم الجابية إلى جابيات تابعة ويحسب مخطط قياسي لكل من تلك الجابيات على حدة.

الخطوة الأولى هي فصل الجريان الأساسي من السيح السطحي (القسم 3.7) ورسم السيح ومخطط المطر على نفس أساس الوقت. وبعد ذلك يجب أن تخمن كمية مطر العاصفة الصافي وتحسب شدتها واستدامتها. تعمل مقارنة الآن بين كمية المطر الصافي على الجابية وكمية السيح تحت مخطط الماء. ويجب أن يكونا متساويين وربما أحدهم أو الأخر يحتاج إلى تعديل.

ربما يحصل مخطط الماء القياسي من تقسيم الاحداثي الصادي لمخطط السيح على المطر الصافي بالسنتمتر. تمثل الأحداثي الصادي المعدل المخطط القياسي لاستدامة معينة منشأة.

ينصح دائماً لايجاد عدة مخططات قياسية، مستعملاً بذلك استدامةمنتظمة معزولة للعواصف منفصلة ومميزة، إذا توفرت. إن الحوادث الطبيعية مثل العواصف المطرية والسيح تتأثر بعدة عوامل ولا تكون اثنتان متشابهتين بالضبط. إن أفضل المعلومات الطبيعية تكراراً ستكون لاستدامات مطر مختلفة ومخططات الماء القياسية الناتجة ستحتاج إلى تعديل لنفس الاستدامة «معدل» أو مخطط ماء قياسي نموذجي ربما يحدد كما هو مبين بالشكل (16.7). إن قيم محور الصادات لا تؤخذ كمعدل طالما سينتج ذروة غير نموذجية. يأخذ معدل قيم الذروة لمخططات ماء قياسية منفصلة مثل قيم الزمن من ابتداء السيح إلى الذروة. تعين تلك القيم إلى معدل مخطط الماء وبعدها ترسم إلى شكل وسيط على كلا طرفي الارتفاع والانخفاض، بحيث أن المساحة الكلية تحت المنحنى تكون مساوية إلى 1 سنتمتر سيح.



الشكل (16.7)

معدل مخطط ماء قياسي من رقم

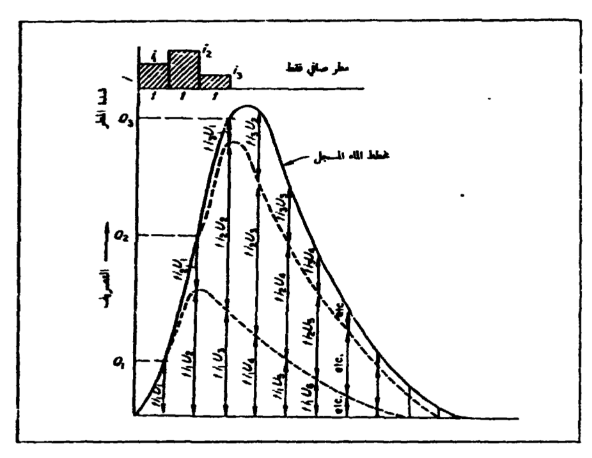
8.7 مخطط الماء القياسي من عواصف معقدة أو ذات فترة متعددة:

(Unit hydrographs from complex or multi-period storms)

بينما الطريقة التي فصلت في القسم (7.7) هي بسيطة ومباشرة، بافتراض مقدماً أن التسجيلات تحوي على عدد من العواصف المنفصلةوذات شدة متنظمةوذات مخططات ماء طبيعية متشابهة. هذه الحالة ليست تكراراً وهناك حاجة إلى طرق لاشتقاق مخططات ماء من العواصف المعقدة، المتضمنة شدداً مختلفة لمطر مع مخططات سيح حاوية لعدة مخططات عواصف منفصلةمركبة.

لاشتقاق مخطط قياسي من مثل تلك التسجيلات هو أكثر جهداً من العواصف البسيطة لكن هناك طرق منوعة، شرحت اثنتان منها فيما يلي:

تحتاج الطريقة الأولى، شرحت من قبل (Linsley, Kohler and Paulhus) (45) الكتابة والحل المتعاقب لسلسلة من المعادلات لكل من الاحداثي الرأسي لمخطط الماء المعقد، كما فرض سابقاً أن جريان الأساسي منفصل. الطريقة موضحة بالرجوع إلى الشكل (17.7).



الشكل (17.7)
اشتقاق مخطط ماء قياسي من عواصف ذات فترات متعددة

تعطي فترة المطر الأولى، ذات استدامة وشدة t و i_1 على التوالي، ارتفاع إلى السيح الموضح بمخطط ماء افتراضي محدد بالخط المنقط السفلي. إن كل احداثي رأسي لهذا المخطط هو t_{i_1} مضروب باحداثي مخطط الماء القياسي U_1، U_2،....، U_n.

وبنفس الشكل، ينتج المطر الثاني والثالث لشدة i_2 و i_3 على التوالي سيح اضافي والذي احداثياته في كل حالة هما t_{i_2} و t_{i_3}، وتلك الأجزاء المتعددة لـ th مخطط قياسي متحولة بوقت ملائم. إذا عرفت الآن مخطط الماء المعقد باحداثيات رأسية وبفواصل متساوية وملائمة (ملائم وليس بالضرورة ثابتاً لكل الأجزاء المتعددة لـ th)، وبعد ذلك فإن أول احداثي للمخطط، U_1، سيحصل عليها من $Q_1=t_{i_1}U_1$ حيث أن Q_1 هو السيح الملاحظ، وأخيراً تحصل U_1. للاحداثي الثاني، $Q_2=t_{i_1}U_2+t_{i_2}U_1$ والتي في المعادلة U_2 هو غير المعلوم الوحيد.

يحصل الاحداثي الثالث بنفس الشكل من $Q_3=t_{i_1}U_3+t_{i_2}U_2+t_{i_3}U_1$ حيث U_3

هو الآن غير المعلوم الوحيد. والتقدم بهذه الطريقة سيؤدي إلى ايجاد احداثيات المخطط th على التتابع.

في التوضيح أعلاه فرضت جميع فترات المطر لها نفس الاستدامة th رغم أن لها شدداً مختلفة. هذا هو الشرط لاستعمال الطريقة طالما بعكس ذلك ستنتج متغيرات أخرى U'_1، U'_2، . . . (احداثيات لمخطط t'h).

رغم كل ذلك تبدو الطريقة بسيطة، طالما تعتمد كل U على القيم السابقة وعلى الفرضيات حول الاستدامة والشدة للمطر وحسم جريان الأساسي المفروض، يتجمع الخطأ وإن عدة محاولات وإعادة ربما تكون ضرورية لايجاد مخطط قياسي معقول.

الطريقة الثانية هي لـ (Collins) (46) وهي أبسط الطرق المختلفة المقترحة. لتوضيح استعمال هذه الطريقة سيشتق مخطط ماء قياسي من معلومات المطر والتصريف الطبيعي لجابية نهر روث في (Woodhouse mile) في يوركاشير.

طريقة كولنس (Collins) لإيجاد مخطط ماء قياسي من عاصفة ذات فترات متعددة: تحتاج هذه الطريقة إلى اختبار أولي لمجموعة من المعاملات، أونسب توزيع (أنظر قسم 6.7) لمخطط قياسي. بعد ذلك يطبق منحنى التوزيع على فترات المطر المختلفة، ما عدا القيمة الكبرى، وتطرح قيم التصريف الناتجة من التصريف الحقيقي للحصول على مجموعة من المتخلفات. ويجب أن تمثل تلك المتخلفات تصريف المخطط القياسي المطبق لأكبرمطر. إذا كان التوافق ضعيفاً، فتبدل المعاملات الأولية وتعمل محاولة أخرى. وبواسطة مجموعة التقربات المتقاربة، يعمل منحنى المتخلفات ليتوافق مع منحنى التوزيع المفروض.

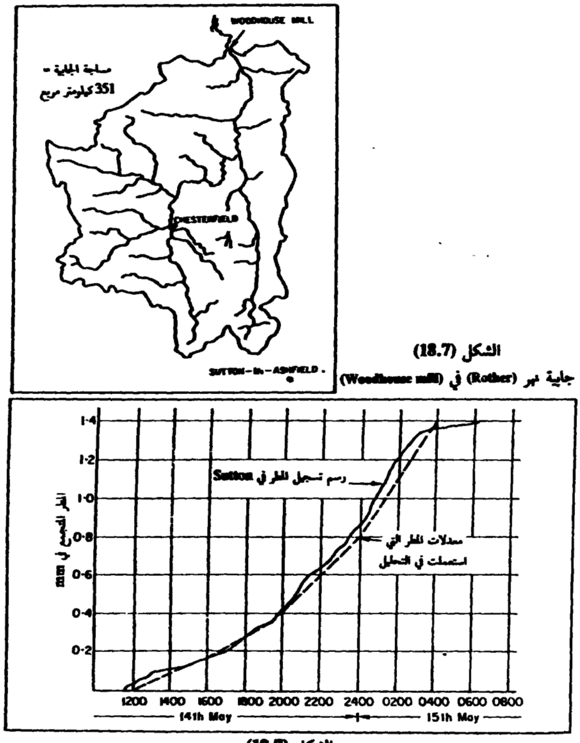
إن الطريقة المشروحة أدناه خطوة بعد خطوة والمشار إلى حالةمعينة لنهر روث في (Woodhouse mile)، والتي اشتقت من عاصفة في يوم 14 و 15 أيار 1967. الحالة (أ) هي طريقة العادية، الحالة (ب) هي طريقة (Collins).

□ الحالة (أ): تجميع وتهيئة المعلومات:

1 ـ أجمع جميع معلومات المطر المتوفرة للجابية التي تحت البحث وفترة العاصفة، المتضمنة القياسات اليومية وتسجيل عدادات المطروخرائط المناخ الشاملة للمنطقة، إن توفرت.

2 ـ اشتق منحنى وسط التراكمي لمطر الجابية ولفترة المطر المنتجة لمخطط الماء تحت الدراسة. اعمل تجزئة مؤقتة لمطر الى فترات منفصلة منتظمة.

جابية نهر روث مبينة في الشكل (18.7). التسجيل المستمر لمطر (منحنى التراكمي) في (Sutton-in-Ashfield) لفترة العاصفة مبينة في الشكل (19.7). يمثل



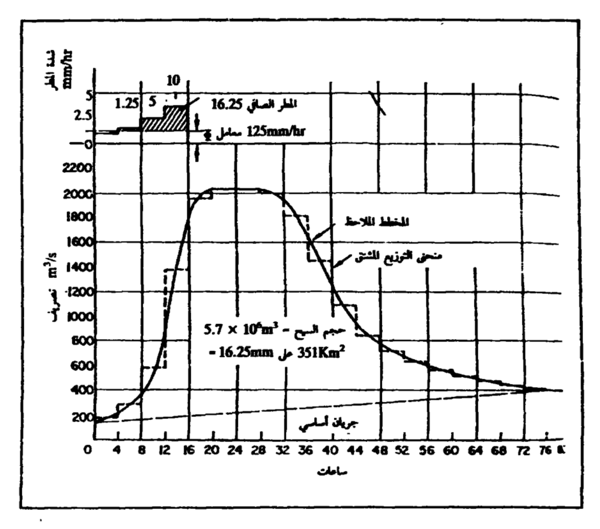
الشكل (18.7)

جابية نهر (Rother) في (Woodhouse mill)

الشكل (19.7)

عاصفة مطرية ليوم 14-15 أيار 1967 في (Sutton-Ashfield)

الخط المتقطع المركب على المنحنى التراكمي الشدد المثالية المستعملة ورسم بفترة زمنية مناسبة لشكل (20.7). قيس عمق المطر الكلي يومياً في (Chesterfield) في مركز الجابية. التسجيل الكلي في (Chesterfield) في يوم 15 أيار، في الساعة 9 صباحاً كان 3.61 سنتيمتر مقابل 3.63 سنتيمتر في (Sutton). كان السقيط جبهوياً، منتشراً ومنتظماً نسبياً وعليه فقد فرض أن المطر المسجل في (Sutton) على عرض الجابية.



الشكل (20.7)

مخطط ماء لسيح عاصفة مخطط مطر لنهر (Rother)

3 ــ أرسم مخطط الماء للجريان الكلي وأفصل جريان الأساسي (قسم 3.7). إن موضع خط انفصال جريان الأساسي في مخطط ا لماء للنهر روث (شكل 20.7) غير محدد جداً. وعليه فإن نهاية السيح السطحي (النقطة N) كانت حوالي يومين بعد الذروة.

4 ــ قرر على وحدة زمن. كقاعدة عامة يجب أن لا يزيد هذا على 1/4 الوقت من بدء السيح إلى الذروة. اعتبر مخطط مطر مؤقت (من 2 أعلاه). كان اختيار 4 ساعات لهذا التحليل ملائمًا لكل من المطر والسيح.

5 ــ خذ بنظر الاعتبار عجز رطوبة التربة للجابية واستعمل مؤشر Ø أو طريقة f_{av} لتقدير ضائعات العاصفة لكل فترة مطر. إذا أبقيت مؤشرات المطر السابقة، استعمل ذلك واعمل تخمين لمعدل الضائعات الأولية واللاحقة. قارن بين المطر الصافي والذي اشتق بهذه الطريقة والسيح السطحي كعمق على الجابية. إذا لم يتوافق الاثنان، فيجب أن يعدل أحدهما.

جابية روث كانت مبتلة ولكن ليس مشبعة، من مطر خفيف في اليوم السابق للعاصفة. ظهر بشكل معقول فرض أن الفترة الأولى للمطر فقدت جميعها في إبقاء عجز رطوبة التربة جيدة. اختير المؤشر لاحقاً لتوازن المطر الصافي والسيح السطحي.

□ الحالة (ب): استعمال المعلومات لاشتقاق المخطط القياسي:

6 ــ جدول المعلومات ذات العلاقة بالموضوع فيالأعمدة 1 إلى 9 بجدول مشابه للجدول (4.7) وهيأة أعمدة لعدد من وحدات الفترات في مخطط الماء القياسي تحت «معاملات التوزيع».

إن عدد الأعمدة في جدول (4.7) تحت معاملات التوزيع هي 16. هذا هو عدد وحدة الفترات من ابتداء آخر فترة مطر إلى نهاية السيح السطحي.

7 ــ أفرض معاملات توزيع للمخطط القياسي (تمثل نسبة مئوية للسيح الكلي لكل وحدة فترة) ووزعها على الأعمدة المناسبة.

8 ــ أوجد التصريف، حيث، يجري بشكل ثابت لوحدة فترة واحدة، ستساوي تقريباً 1 مليمتر على الجابية.

وجد هذا الرقم لهذه الحالة

$$\frac{35.1 \times 10^7 \times 1}{1000 \times 4 \times 3600} = 24.4 m^3/s$$

جدول (4.7)

اشتقاق خطط ماء قياسي من عاصفة متعددة الفترات

(١) اليوم	(٢) الزمن	(٣) رقم الفترة	(٤) المطر	(٥) الضائعات	(٦) المطر الصافي	(٧) المعدل	(٨) جريان الأساسي	(٩) صافي Q	(١٠) معاملات التوزيع 8.0	10.	14.	15.	13.5	11.0	8.5	6.2	4.0	3.3	2.6	2.1	1.7	1.4	1.0	0.7	(١١) Σ	(١٢) المتخلفات	(١٣) %
14	1200		4	5	0	5.1	4.1	1.0																			
May		1	6	ر	1	8.2	4.5	3.7	1.2																1.2	2.5	(1.0)
	2400	2	10	5	5	16.4	5.0	11.4	6.0	2.4															8.4	3.00	(1.2)
		3	15	5	10	39.1	5.2	33.9	—	12	3.4														15.4	18.5	7.6
		4				55.3	5.7	49.6		—	17	3.7													20.7	28.9	11.8
15		5				57.5	6.1	51.4				18.5	3.3												21.8	29.6	12.1
May		6				57.5	6.4	51.1				—	16.5	2.7											19.2	31.9	13.1
		7				56.5	6.8	49.7					—	13.5	2.1										15.6	34.1	14.0
	2400	8				51.6	7.2	44.4						—	10.5	1.5									12.0	32.4	13.3
		9				41.1	7.7	33.4								7.5	1.0								8.5	24.9	10.2
		10				31.0	7.9	23.1								—	5.0	0.8							5.8	17.3	7.1
16		11				23.8	8.5	15.3									—	4.0	0.6						4.6	10.7	4.4
May		12				20.4	8.9	11.5										—	3.0	0.5					3.5	8.0	3.3
		13				18.1	9.2	8.9											—	2.5	0.4				2.9	6.0	2.5
	2400	14				16.2	9.6	6.6												—	2.0	0.3			2.3	4.3	1.8
		15				14.7	9.9	4.8													—	1.5	0.2		1.7	3.1	1.3
17		16				13.6	10.3	3.3														—	1.0	0.2	1.2	2.1	0.9
May		17				12.5	10.8	1.7															—	1.0	1.0	0.3	0.3
		18				11.9	11.2	0.7																—	—	0.7	0.3
																											106.2

معاملات المحاولة الثانية	6.4	10.9	12.6	13.5	13.4	12.5	9.4	6.7	4.1	3.2	2.4	1.8	1.3	1.0	0.6	0.4
معاملات المحاولة الثالثة	7.2	11.5	12.8	12.9	12.3	12.3	9.5	6.7	4.2	3.2		1.8	1.3	1.0	0.5	0.3
المعاملات المقبولة	7.0	11.6	12.5	12.9	12.7	12.0	9.6	6.8	4.3	3.2	2.5	1.8	1.3	1.0	0.5	0.3

9 ــ يضرب أول مطر صافي بهذا التصريف والناتج يوزع بنسبة مئوية على أعمدة معاملات التوزيع ويضرب بالدور بكل معامل مئوي. وأدخلت الأرقام المختلفة في الأعمدة بشكل قطري.

في هذه الحالة 24.4×1 فإذن أول عمود 24.4×0.05=1.2 وهكذا. لاحظ أن 1.2 أدخلت مقابل المطر المطابق وليس في اعلى السطر والذي أهمل.

10 ــ تعاد طريقة العمل لـ 9 لجميع المطر الصافي فيما عدا أكبر قيمة والتي دخل عوضاً عنها خط. إن أكبر مطر وقع في النهاية كان وليد الصدفة في هذه الحالة.

11 ــ تجمع التصاريف المختلفة أفقياً وتدخل في عود Σ (11).

12 ــ يطرح العمود Σ من عمود 9 والباقي يدخل في عمود المتخلفات. وتحول بعد ذلك تلك المتخلفات إلى نسب مئوية لوحدة منحنى التوزيع وذلك بالتقسيم على التصريف 8 ومضروباً بأكبر مطر ومن ثم في 100. ويجب أن يكون مجموع عمود النسبة المئوية 100. إن النسب المئوية التي لم تستطع أن تؤثر بأكبر مطر توضع داخل أقواس ويعاد توزيعها على المعاملات الأخرى ويجب أن يبقى المجموع 100%. تمثل تلك النسب المئوية التوزيع الضروري لأكبر مطر لعمل تصريف صافٍ جيد لعمود 9. إذا كانوا كما فرضت معاملات التوزيع فلقد وجد مخطط وحدة التوزيع.

المتخلف 31.9 لفترة 6 على سبيل المثال يعدل اخيراً إلى:

$$\frac{1090}{0{\cdot}40 \times 21960} \times 100 = 12{\cdot}5\%$$

جاءت مجموع النسب المئوية إلى 106.2 نتيجة للتقريب. وأعيد توزيع الأرقام المحصورة بأقواس طالما*المحاولة القادمة تحتاج إلى تغيرات جوهرية على اي حال.*

13 ــ إذا كان الفرق بين المعاملات التجريبية والمعدلة (بعد اعادة التوزيع) كبيراً، فعليه يجب أن تتخذ محاولة أخرى وتعاد الخطوات 9 إلى 12، حتى يكو الفرق صغيراً ويمكن أن يهمل (مثلاً أقل من 1%). يب أن يستعمل المعدل الموزون للمحاولات السابقة والمعاملات الناتجة المعدلة كما يلي:

إذا كان:

P = مجموع المتخلفات

Q = مجموع التصريفات لجميع الفترات خلال مساهمة أكبر مطر.

C_1 = المعاملالتجريبي.

C_2 = المعامل المحسوب والمعدل.

C_3 = المعامل الجديد التجريبي المزمع استعماله.

فإذن

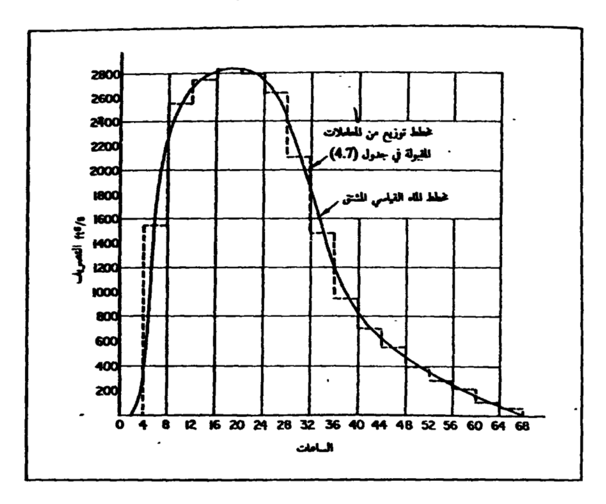
$$C_3 = \frac{QC_1 + PC_2}{Q + P}$$

بين مرة وأخرى، يعمل الموزون عادة ببساطة بالنسبة إلى عمق المطر الكلي، استعملت المعاملات التجريبية ذات اعماق المطر الموزونة فعلياً والمعاملات المحسوبة لأكبر مطر.

14 ـــ إن من المعقول رسم منحنى التوزيع قبل إقرار المعاملات المقبولة. ربما عمل تغيرات صغيرة لتساعد في إعطاء منحنى صقيل للمخطط القياسي المتخذ.

عملت ثلاث محاولات في الحالة الموضحة م الحسابات وعمل تعديل ثاني (بدون اعادة الحسابات) بعد رسم منحنى التوزيع وأخيراً اشتقاق المنحنى القياسي المبين في الشكل (21.7).

إن الطريقة عملية ومفيدة عندما تكون قيمة أكبر مطر كبير جداً مقارنة مع الآخرين طالما يحدث تقارب سريع للمعاملات. ولم تكن هذه الحالة في المثال الموضح. يجب أن لا يوضع اعتماد كبير جداً في المخطط القياسي المشتق لهذه الطريقة، حت تستعمل في المياه العملية و / أو يشتق من مجموعة مختلفة من العواصف، الما معدلات الضائعات المختارة لها تأثير حرج على المخطط القياسي الناتج.



الشكل (21.7)

مخطط ماء قياسي لفترة 4− ساعة لنهر (Rother) مشتق من عاقة متعددة الفترات في الشكل (19.7)

9.7 المخطط الماء القياسي التوّي:

(The instantaneous unit hydrograph)

إن امتداد نظرية مخطط القياسي هو مفهوم لمخطط الماء القياسي التوّي أو IUH . IUH هو مخطط ماء لسيح من تطبيق توّي لوحدة مطر مؤثرة على الجابية.

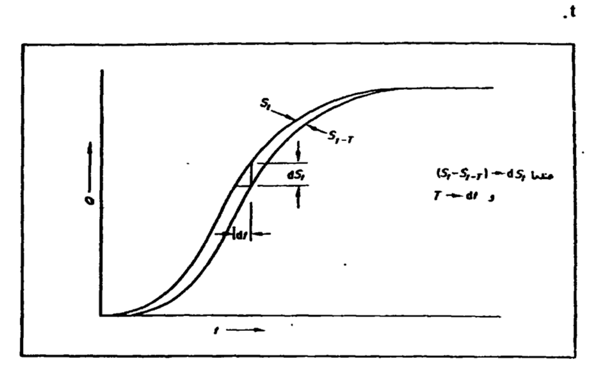
بالإشارة إلى الشكل (13.7) في القسم (5.7)، شوهد أن منحنى S هو أبسط طريقة لاشتقاق مخطط قياسي لفترة T ساعة من مخطط قياسي لأي فترة t ساعة، برسم منحنيين t,S ساعة وبينهما فاصل مقداره T ساعة. هذا يترجم بمعادلة

$$U(T, t) = \frac{1}{T}(S_t - S_{t-T}) \qquad (1.7)$$

حيث أن U(T,t) تمثل الاحداثي الرأسي لـ T ساعة مخطط قياسي مشتق من مخططات t ساعة. عندما تنتقص تدريجياً إلى الصفر، dt→، الطرف الأيمن من المعادلة (1.7) ← اشتقاق منحنى S. كما يشاهد بشكل تخطيطي بالشكل (22.7). أما بشكل معادلة فهو

$$U(O, t) = \frac{d(S_t)}{dt} \qquad (2.7)$$

بمعنى آخر، احداثي الرأسي لـ IUH في أي وقت t يعطي بـ dSt/dt في الزمن t.

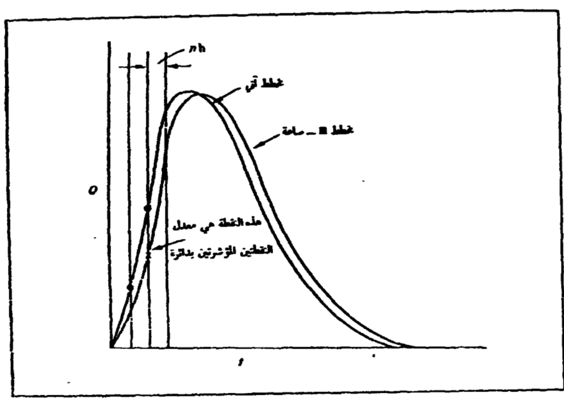


الشكل (22.7)
مخطط الماء القياسي الآني كمشتقة لمنحنى S

IUH هو عرض فريد لاستجابة جابية معينة للمطر، غير معتمدة على الاستدامة مثل المخطط القياسي الذي استجابته للمطر لاستدامة معينة تماماً طالما أنه غير معتمد على الزمن فإن IUH تعبير بياني لتجميع كل متغيرات الجابية من طول وشكل وانحدار الخ والتي تسيطر على مثل هذه الاستجابة.

إن تحويل IUH إلى مخطط قياسي لفترة محدودة بسيط وإن أحداثي الرأسي لـ n

ساعة مخطط قياسي في زمن t هو معدل الأحداثي الرأسي لـ IUH لـ n ساعة قبل t.
يلاحظ من الشكل (23.7) ان IUH يقسم إلى n ساعة فترات زمن، وترسم معدلات الاحداثيات للابتداء والانهاء لكل فترة في نهاية الفترات لعمل n ساعة مخطط قياسي.



الشكل (23.7)

مخطط ماء قياسي لـ n ساعةمشتق من IUH

يستعمل IUH لاشتقاق مخطط قياسي من مسلك فيضان كما شرح في القسم (6.8).

10.7 مخططات الماء المصطنع:

(Synthetic unit hydrographs)

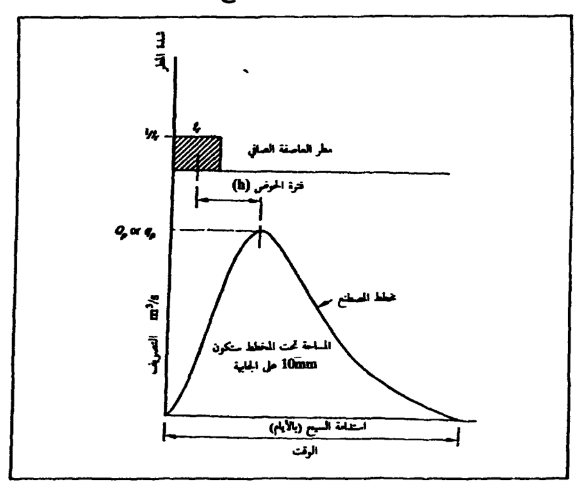
في الأقسام السابقة كان يفترض دائمًا توفر بعض القياسات لاشتقاق المخطط القياسي لكن هناك عدة جابيات ليس لها قياسات سيح بالمرة وربما يراد لها مخططات قياسية. وفي تلك الظروف ربما يصطنع مخطط ماء على أساس تجارب ماضية في مناطق أخرى وتطبيق ذلك كأول تقرب إلى جابية ليس فيها قياسات. وتطلق على تلك الأدوات مخططات القياس المصطنعة (Synthetic unitgraphs).

إن أفضل طريقة معروفة هي لـ (Snyder) (47) الذي اختار المعايير الثلاثة هي عرض منسوب مخطط الماء وتصريف الذروة وفترة الحوض، هي كافية لتعريف مخطط الماء القياسي. وتلك المعايير مبينة في الشكل (24.7). وأخذ (Snyder) بنظر الاعتبار صفات الجابية مرجحة للتأثير على شكل مخطط الماء القياسي والتي تكمن في مساحة الجابية وشكل الحوض والطوبوغرافية وانحدارات القنوات وكثافة الجداول وخزن القناة. وقد حذفت جميع المعاييرما عدا أول اثنين وذلك بضمهم في المعامل C_t. وعامل حجم وشكل الجابية بقياس طول قناة الجدول الرئيس وأقترح بأن:

$$t_p = 0.75(L_{ca}L)^{0.3}$$

حيث أن:

t_p = فترة الحوض (ساعة)، تعني، الوقت بين مركز كتلة وحدة المطر لاستدامة t_r ساعة وذروة جريان السيح.



الشكل (24.7)
معاملات مخطط الماء المصطنع

L_{ca} = المسافة من محطة القياس إلى مركز مساحة الجابية، مقاسة على طول قناة الجدول الرئيس إلى أقرب نقطة، (كيلومتر).

L = المسافة من محطة إلى حدود الجابية مقيسة على طول قناة الجدول الرئيسي (كيلومتر).

C_t = معامل يعتمد على وحدات وخواص بزل الحوض ويتغير بين 1.8 و 2.2 للدراسات جابيات (Appalachian Highlands).

والمعادلة لذروة الجريان (لمساحة كيلومتر مربع) لـ t_r مخطط ماء قياسي اعطيت بـ:

$$q_p = C_p . \frac{7}{t_p}$$

حيث أن:

q_p = متر مكعب / ثانية.

C_p = معامل يعتمد على وحدات وخواص الحوض ويتغير بين 0.56-0.69 لجابيات (Appalachian). وبشكل عام يصل إلى أعلى قيمة عندما تصل C_t إلى اوطأ قيمة وبالعكس.

وذروة الجريان لمخطط الماء القياسي

$$Q_p = C_p . \frac{7\ A}{t_p}$$

حيث أن:

A = مساحة الجابية بالكيلومتر المربع.

إن استدامة السيح السطحي، أو طول الأساس لمخطط الماء القياسي، T، اعطيت من قبل (Snyder) بتعبير تجريبي

$$T = 3 + 3\left(\frac{t_p}{24}\right) \qquad (5.7)$$

حيث أن T بالأيام و t_p بالساعات. ويعطي هذا التعبير الحد الأدنى لطول الأساس لثلاثة أيام حتى لمساحات صغيرة. والفترة أكثر بكثير لتأخير من الممكن إنجازها إلى خزن القناة.

وعلق (Snyder) على هذا كأن يكون بسبب «جريان عاصفة تحت السطح» والذي عرف من قبل (Hursh) (48) «هو ذلك الجزء من جريان العاصفة الذي يرتشح بداخل سطح الأرض لكن يبتعد خارجاً من المساحة خلال الطبقة العليا من التربة بمعدل أكثر بكثير من تسرب المياه الجوفية الاعتيادية». هذا هو ما أشار إليه في ما كتب مؤخراً عن الموضوع كجريان داخلي (Inter flow) وللأغراض العملية يعتبر سيحاً سطحياً.

t_r وحدة فترة المطر، افترضت تساوي إلى $t_p/5.5$ في الدراسة، طالما من المهم لاختيار قيمة مناسبة مفردة في جميع الجابيات لاشتقاق الصيغ. اختيرت هذه القيمة المعينة لجعل وحدة الوقت تساوي إلى قيمة دنيا اوطأ في حالة سيكون له التقليل الأكثر تأثير قليل أو ليس له تأثير على فترة الحوض او ذروة تصريف مخطط الماء القياسي. إذا كان طول العاصفة الحقيقي لا يساوي t_r، لكن هو t_R، فتصبح المعادلة (4.7):

$$q_{pR} = C_p \cdot \frac{7}{t_p + (t_R - t_r)/4} \qquad (6.7)$$

حيث أن:

q_{PR} = ذروة التصريف (لكيلومتر مربع) لـ t_R مخطط ماء قياسي والذي يسمح بشكل عام لنقصان الملاحظ في ذروة جريان مخطط الماء لفترات أطول من المطر.

واقترح (Snyder) في ما بعد (49) تعبيراً ليسمح لبعض التغير في فترة الحوض مع تغير في استدامة المطر المؤثر.

$$t_{pR} = t_p + (t_R - t_r)/4 \qquad (7.7)$$

حيث أن:

t_{PR} = فترة الحوض لاستدامة عاصفة t_R.

عرض في ما بعد (Linsley) معلومات (50) مبنية على دراسة لجابيات كليفورنية واقترح تعديلات لصيغ (Snyder) وأعطى كذلك قيم للمعاملات مختلفة كالآتي:

فترة الحوض (Basin lag): استخرج عامل جديد t_{PO} ــ فترة الحوض لعاصفة نوبة ــ واستعملت لاشتقاق t_{PR} والتي لها نفس المعنى السابق.

$$t_{po} = 0.75C_t(L_{ca}L)^{0.3} \qquad C_t\ (\text{معدل}) = 0.5$$

$$t_{pR} = t_{po} + (C_s - 0.5)t_R \qquad (8.7)$$

$$C_s\ (\text{معدل}) = 0.85$$

ذروة تصريف مخطط الماء القياسي (كيلومتر مربع):

$$q_{pR} = C_p\,.\ 7\,/t_{pR} \qquad (9.7)$$

حيث أن C_P تتغير بين 0.35 إلى 0.50 و $Q_{PR} = q_{pR}A$

وقت الأساس لمخطط الماء القياسي: $T=3+(3t_{PR}/24)$ يوم.

إن درجة تشعب المعاملات مؤشر لأهمية المحاولة للحصول على معلومات حقيقية في فترة جابية ليس فيها مقاييس، وأخيراً بالاستطاعة أن تستعمل C_t مع اعتماد معقول.

وقد عملت دراسات متقدمة في هذا المجال من قبل (Taylor and Schwarz) (51) في دراسة معتمدة على 20 جابية مساحتها من 52-4160 كيلومتر مربع في شمال ووسط الولايات الأطلسية في الولايات المتحدة الأميركية. واستعملوا المعاملات L، L_{ca} كما في السابق وكذلك أدخلوا انحدار مجرى الماء الرئيس وذلك بتعريف S_{st} كانحدار لقناة منتظمة لها نفس طول أطول مجرى ماء ووقت سفر متساوٍ. المعادلات التي أشتقت هي كالتالي:

$$t_{pR} = C'e^{m't_R} \qquad \text{فترة الحوض} \qquad (11.7)$$

حيث أن:

T_{PR} = الفترة بالساعة من مركز المطر الصافي إلى ذروة مخطط الماء القياسي.

t_R = الوقت بالساعة من ابتداء الى نهاية المطر الصافي.

2.7183 = e.

m′ = معدل التغير للفترة مع استدامة العاصفة.

C′ = فترة المخطط الماء القياسي الآني.

واشتقت m′ و c′ من المعادلات التالية:

$$m' = 0.32/(LL_{ca})^{0.38} \qquad (12.7)$$

$$C' = 0{\cdot}6/\sqrt{(S_{st})} \qquad (13.7)$$

حيث أن L و L_{ca} نفس التعريف السابق و

$$S_{st} = \left[\frac{n}{(1/S_1^{\frac{1}{2}} + 1/S_2^{\frac{1}{2}} + \ldots + 1/S_n^{\frac{1}{2}})}\right]^2 \qquad (14.7)$$

حيث أن:

n = معامل مانك (Manning's coefficient) لخشونة مجرى النهر الطبيعي.

S_2,S_1 . . . الخ = انحدارات المحطات الفردية ولمسافات متساوية والتي من الممكن تقسيم مجرى الماء الرئيس بارتياح.

ذروة تصريف مخطط الماء القياسي (كيلومتر مربع):

$$q_{pR} = 0.02C'' e^{m''t_R} \qquad (15.7)$$

$$C'' = 538(LL_{ca})^{-0.36} \qquad (16.7)$$

$$m'' = 0.12S_{st}^{0.192} - 0.05 \qquad (17.7)$$

$$T = 5(t_{pR} + t_R/2)\ \text{h} \qquad (18:7)$$

وقد أعطى الناشران في مقالتهما مخططاً بيانياً لحل المعادلات وعملا عدة قياسات حول استعمال طريقتهم. ويشمل هؤلاء الاقتراحات والتي يجب أن تعامل الروافد بصورةمنفصلة، وكذلك يجب حصر استعمال المعادلات لنتائج العواصف الرئيسية والمعتدلة وذات توزيع منتظم على المساحة الجغرافية المماثلة لتلك التي اشتقت منها المعادلات. المعادلات التي اعطيت هنا والتي شكلت نفعاً اضافياً إلى المراجع على شكل مخططات بيانية.

تصنع ربما مخططات الماءالقياسية بطرق مخططات الانسياب ويشرح القسم (6.8) هذا التكنيك. ووضع هذا القسم في الفصل الثامن بسبب ضرورة معرفة طريقة الانسياب كي يفهم التكنيك.

المعامل n في شكل معادلة مانك (بالوحدات البريطانية أو العالمية) لها نفس القيمة العددية. بعض القيم النموذجية مجدولة ادناه.

نوع القناة	n
القنوات المبطنة الخشنة وعلى شكل متوازي أضلاع أو القناة التي ليس فيها عوارض أو منحنيات شديدة.	0.021
قنوات الأنهر الطبيعية، الجريان بشكل متدفق في ظروف نظيفة.	0.030
قنوات الأنهر القياسية أو نهر في ظروف دائمة.	0.35
أنهر فيها مياه ضحلة ومنحنيات ونباتات مائية ملاحظة. جداول لها ضفاف من حصى ومنحنيات.	0.045-0.050
أنهر ذات تصريف واطيء لها منحنيات وأحواض وذات تدفق قليل وضفاف مكسوة.	0.060-0.100

8

استتباع الفيضان

Flood Routing

1.8 تمهيد:

لقد تطورت الحضارات دائمًا على ضفاف الأنهر، حيث أن وجودها يؤمن حرية الوصول من وإلى شواطىء البحار وري المحاصيل وإسالة المياه للتجمعات المدنية وتطوير وتوليد القوة الكهربائية وإسالة المياه للأغراض الصناعية. إن هذه الميزات والفوائد كثيراً ما توازن بأخطار الفيضان، ولقد أنشئت السداد الواقية أو ضفاف الفيضان (Flood banks) في السابق على امتداد الأنهار الرئيسة لمنع الغمر في فصل الفيضان. أما في الوقت الحاضر فإن خزانات التجميع (Reservoir) قد أنشئت عندما تطورت مبادىء تصاميم وإنشاء السدود وإن إجراءات وتدابير أخرى مثل قنوات التصريف (Relief channels) وأحواض الخزن وتهذيب المجاري هي باستمرار قيد الانشاء في أرجاء عديدة من العالم.

إنه من المهم في مثل هذه اللأعمال إجراء تخمين عن كيفية تأثير التدابير المقترحةعلى سلوك موجات الفيضان في الأنهار لإيجاد الحلول الاقتصادية للحالات الخاصة. إن دراسة استتباع الفيضان هو الوصف المستعمل لهذه العملية. إنه الاجراء الذي خلاله يعين الاختلاف في التصريف بالنسبة إلى الزمن في نقطة

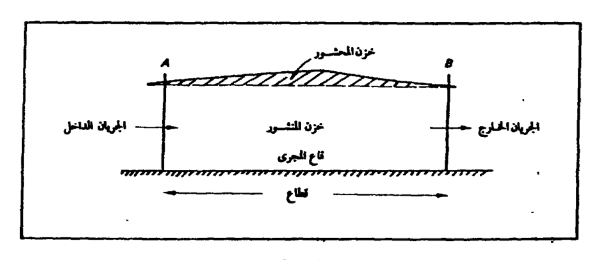
على المجرى المائي آخـذين بنظر الاعتبار معطيات مشابهة لنقطة في أعلى المجرى نفسه. وفي تعبير آخر إنها عملية توضح كيف أن موجة الفيضان تقلص في المقدار وتطول بالوقت (تلطف) باستعمال الخزن في القطاع (Reach) بين النقطتين.

2.8 معادلة الخزن: (The Storage equation)

طالما أن طرق استتباع الفيضان تعتمد على معرفة الخزن في القطاع فيجب إيجاد طرق لتقييم الخزن. هناك طريقتان لعمل هذا التقييم. الأولى هي عمل مسح طوبوغرافي وهايدرولوجي مفصل لقطاع النهر والضفاف وبهذا يستخرج سعة الخزن للمجرى لمستويات مختلفة. والطريقة الثانية هي باستعمال القياسات السابقة لمناسيب موجات الفيضان عند نقطتين ومن ثم استنتاج سعة الخزن للقطاع. وقد فرض بأن سعة الخزن هذه سوف لا تتغير تغيراً جوهرياً بالنسبة للزمن وبهذا فإنها تستعمل لاستتباع الفيضانات الحرجة والكبيرة عند التنبؤ. المطلوب في الطريقة الثانية، وهي الطريقة المستعملة عادة بصورة عامة، هو أكبر قدر ممكن من المعلومات، والتي تشمل على بيانات الجريان في بداية ونهاية القطاع وكذلك عند أي رافد يتصل به وقياسات المطر لأي مساحة تساهم في الجريان المباشر إلى القطاع.

إن الخزن في القطاع للنهر يقسم إلى جزئين:

- خزن المنشور (Prizm storage)؛
- والخزن المحشور: (Wedge Storage) الموضح في الشكل (1.8).



الشكل (1.8)
خزن في قطاع نهر

إن هذا يكون بسبب كون انحدار السطح عند الفيضان غير منتظم (انظر الجزء (2.6)).

فإذا ما أردنا الآن دراسة استمرارية الجريان خلال القطاع الموضح في الشكل (1.8) فمن الواضح بأن ما يدخل القطاع في المنطقة (A) يجب أن يظهر للعيان في النقطة (B) أو يتحرك مؤقتاً إلى الخزن.

$$I = D + \frac{dS}{dt}$$

حيث:

I = الجريان الداخل (Inflow) في القطاع.

D = الجريان الخارج (Outflow) من القطاع.

$\frac{dS}{dt}$ = معدل التغير في الخزن في القطاع بالنسبة إلى الزمن.

إن هذه المعادلة تقرب إلى الشكل التالي، للفترة الزمنية (t) بواسطة

$$\frac{I_1 + I_2}{2} t - \frac{D_1 + D_2}{2} t = S_2 - S_1 \qquad (1.8)$$

حيث أن الرمز الدليلي 2,1 يعني القيم في بداية ونهاية الزمن (t) على التوالي. إن الزمن (t) يدعى بزمن الاستتباع (Routing time) ويجب أن يختار قصيراً بصورة كافية بحيث أن الفرضية المتضمنة في المعادلة (1.8) وهي أن مخطط ماء الجريان الداخل والجريان الخارج مكون من مجاميع من الخطوط المستقيمة، لا تحيد بعيداً عن الواقع. وعلى الخصوص إذا كان الزمن (t) طويلاً جداً فمن الممكن أن تفوت ذروة منحنى الجريان الداخل، أي أن الفترة يجب أن تكون أقصر من فترة انتقال قمة موجة الفيضان خلال القطاع. من ناحية أخرى، كلما قصرت فترة الاستتباع كلمازادت كمية العمليات الحسابية الواجب عملها.

3.8 استتباع الخزان: (Reservoir routing)

إذا ما رتب الآن المعادلة (1.8) بحيث أن جميع الحدود المعلومة تكون في جهة واحدة فإن التعبير سيصبح

$$\tfrac{1}{2}(I_1 + I_2)t + (S_1 - \tfrac{1}{2}D_1t) = (S_2 + \tfrac{1}{2}D_2t) \qquad (2.8)$$

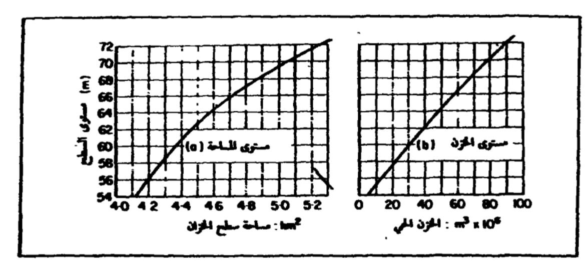
إن عملية الاستتباع تكمن في إدخال القيم المعروفة لاستخراج $(S_2+1/2D_2t)$ ومن ثم استنتاج القيم المتناظرة لـ (D_2) من العلاقة التي تربط بين الخزن والتصريف. إن أول ما بين هذه الطريقة هو (I..G.Puls).

إن أسهل حالة هي للخزان الذي يستلم الجريان الداخل عند أحد الأطراف ويصرف المياه من خلال المطفح (Spillway) في الطرف الآخر. يفرض في مثل هذا الخزان عدم وجود الخزن المحشور (Wedge storage) وإن التصريف هو دالة لمنسوب سطح الماء بشرط أن تنظيم المطفح يكون إما بواسطة طفح حر (Free overflow) أو مبوبة بواسطة فتحات ثابتة للبوابات. في الامكان معاملة الخزانات التي تستعمل فيها بوابات التحكم (Sluice gates) معاملة الخزانات البسيطة أيضاً. إذا ما فتحت هذه البوابات فتحة معينة لكل منسوب محدد لسطح الماء، ليكون في الامكان رسم منحنى يربط بين الجريان الخارج والمنسوب. إن المعلومات الأخرى المطلوبة هي منحنى يربط بين الخزن والمنسوب وكذلك مخطط الجريان الداخل.

□ مثال (1.8):

خزان مجمع للمياه محصور بسد له مساحة سطحية متغيرة بالنسبة للمنسوب كما هي موضحة في العلاقة الظاهرة في الشكل (a 2.8). إن السد مزود بمنفذين للتصريف على شكل دائري مجهزين ببوابتين قطر كل منهما 2.7m ومنسوب مركزهما 54.0m ومطفح فائض حر طوله 72.5m ومنسوب حافته 66.0m. إن بوابات التصريف مفتوحة وإن منسوب سطح الماء في الخزان هو 63.5m في الوقت (t=0). مخطط الماء للفيضان المتوقع في العمود (3) من الجدول (2.8).

ماذا سيكون أعلى منسوب للماء في الخزان ومتى يحدث هذا المنسوب؟



الشكل (2.8)
خواص الخزان

1 ـ يفرض معامل التصريف للمنفذ الدائري (Cd) يساوي 0.8 ومن ثم

$$Q = 2(C_d A\sqrt{(2gH)})$$

وفي الوقت صفر، Q=D (العمود الخامس من الجدول 2.8)

$$Q = 2(0.8\times5.7\sqrt{186.5)} = 125m^3/s$$

لاحظ بأن مقدار (g) هو $9.81m/s^2$. أدخل هذا المقدار في السطر الأول من العمود الخامس.

2 ـ أحسب منحنى المنسوب ـ الخزن الشكل ((2.8(b)) وتذكر بأن الخزن الحي يبدأ من المنسوب 52.65m، وهو منسوب الحافة السفلى لمنفذي التصريف والذي يساوي 5.5×10^6 متر مكعب عند المنسوب 54m . أن الخزن بين 54m و 56m يساوي معدل المساحة السطحية للخزان عند هاتين المنسوبين مضروباً بالعمق 2m ويساوي 8.33×10^6 متر مكعب. إن الزيادات المتعاقبة والمحسوبة في هذه الطريقة قد رسمت تراكمياً ويأخذ المنسوب 52.56m كمرجع (Datum).

3 ـ أحسب التصاريف بالنسبة إلى المناسيب المختلفة كما في الجدول (1.8).

جدول (1.8)

جدول المنسوب ـ التصريف

التصريف الكلي m^3/s	تصريف المطفح m^3/s	$H^{3/2}$	الشحنة فوق منسوب 66=H m	التصريف من المنافذ m^3/s	الشحنة فوق منسوب 54 m	منسوب سطح الماء m
81.5	—	—	—	81.0	4	58
99.5	—	—	—	99.5	6	60
114.8	—	—	—	114.8	8	62
128.0	—	—	—	128.0	10	64
140.7	0	0	0	140.7	12	66
148.0	5.1	0.032	0.1	141.2	12.1	66.1
156.0	14.2	0.089	0.2	141.8	12.2	66.2
169.0	26.0	0.164	0.3	142.6	12.3	66.3
183	40.0	0.252	0.4	143.0	12.4	66.4
200	56	0.353	0.5	143.7	12.5	66.5
238	93	0.58	0.7	144.8	12.7	66.7
282	136	0.85	0.9	146.0	12.9	66.9
306	160	1.0	1.0	146.0	13.0	67.0
443	294	1.84	1.5	149.3	13.5	67.5
6.5	453	2.83	2.0	152.0	14.0	68.0

يفرض لتصريف المطفح

$$Q = CLH^{3/2}$$

حيث

$$C = 2.2 m^{1/2}/s$$

جدول (2.8)

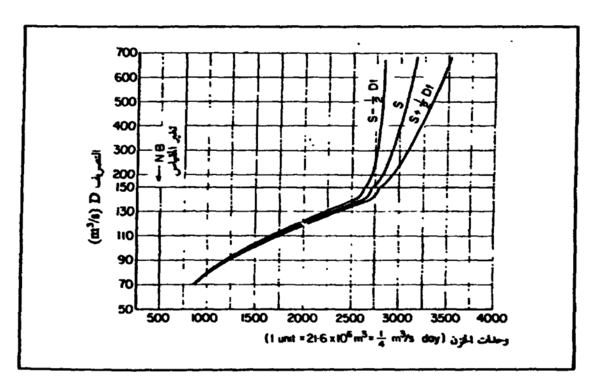
حسابات استباع الخزان

8	7	6	5	4	3	2	1
منسوب سطح الماء m	S+1/2Dt 1/4m^3/s. day	S−1/2Dt 1/4m^3/s. day	D m^3/s	$\frac{I+I_2t}{2}$	الانصباب m^3/s	فترة الاستباع	الزمن بالساعات
63.4	2157	2095	125	62	50	1	0
63,0	2162	2035	122	75	75	2	6
63.0	2305	2040	122	265	180	3	12
63.8	2578	2178	127	400	350	4	18
65.1	2927	2442	136	485	450	5	24
66.5	3239	2727	200	512	520	6	30
67.4	3289	2814	425	475	505	7	36
67.5	3231	2829	460	402	445	8	42
67.35	3140	2815	416	325	360	9	48
67.15	3063	2793	347	270	290	10	54
66.95	3005	2775	288	230	250	11	60
66.70	2955	2763	242	192	210	12	66
66.55	2904	2747	208	157	175	13	72
66.45	2839	2714	190	125	140	14	78
66.25	2771	2674	165	97	110	15	84
66.05	2702	2627	144	75	85	16	90
66.30	2622	2564	140	60	65	17	96
65.3	2536	2484	138	52	55	18	102
64.7	2449	2402	134	47	50	19	108
64.3	2359	2317	132	42	45	20	114
64.0	2269	2230	129	39	40	21	120
63.7	—	—	127	—	38	—	126

4 ــ من الشكل (b/2.8) والجدول (1.8) في الامكان رسم منحنى الخزن D كما في الشكل (3.8)، المنحنى الوسطي. إن الاحداثي السيني في الشكل (3.8) قد قسم إلى وحدات الخزن (Storage Units). إن كل وحدة خزن تساوي فترة الاستباع مضوبة في واحد متر مكعب / ثانية. وبما أن مخطط الماء المتوقع في العمود (3) من الجدول (2.8) قد أعطي بفترات فاصلة مقدارها 6 ساعات فإنه من الملائم عمل هذا لمقدار مساوياً لفترة الاستباع. لذلك فإن كل وحدة خزن = 6×3600×1 = $21.6\times10^3 m^3$ = $1/4 m^3/s.day$.

إن استعمال هذه الوحدات ضروري لحفظ الوحدات في الأعمدة 4، 6 و 7 في الجدول (2,8) منسجمة.

والآن يضاف منحنى (S±1/2 Dt) إلى جهتي منحنى الخزن. وطالما أن الأحداثي السيني هو بوحدات الخزن، فإذا كان الزمن = واحداً وفي الامكان رسم هذين المنحنيين دون عمل حسابات. على سبيل المثال عندما يكون D مساوياً لـ 200. فإن (1/2Dt) يساوي 100، وبهذا فستظهر نقطتان بمقدارمائة وحدة خزن على جانبي منحنى الخزن (منحنى S) وبصورة مماثلة يمكن رسم النقاط الأخرى.



الشكل (3.8)
منحنيات خزن استباع الخزان

5 ــ في الامكان الآن البدء في عملية حساب الاستتباع التي هي مبنية في الجدول (2.8). إن الأرقام الموجودة في العمود (3) هي معلومة.

للبدء في عملية الحساب، جد قيم العمود (4) بواسطة أخذ معدلات القيم المتعاقبة من الجريان الداخل.

والآن جد من المنحنى (S−1/2Dt) في الشكل (3.8)، قيم هذا المقدار المتوافق مع D الذي يساوي 125 متر مكعب/ثا والتي تساوي 2095 ويدخل هذا الرقم في السطر الأول من العمود السادس.

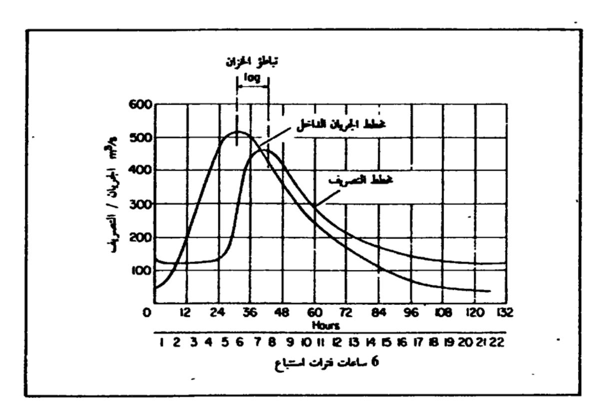
6 ــ إن العدد في العمود الرابع يضاف إلى العمود السادس ويوضع المجموع في العمود السابع (على سبيل المثال 2157=62+2095). لقد تم الآن تقدير الجهة اليسرى من المعادلة (2.8). جد قيم العمود السابع من المنحنى (S+1/2D) واقرأ قيم D المناظرة وأدخلها في العمود الخامس (على سبيل المثال) ــ من المنحنى S+1/2Dt جد قيمة D وتساوي 122 المناظرة إلى 2157.

7 ــ الآن استعمل القيمة الجديدة لـ (D) لإيجاد (S−1/2Dt) مرة أخرى كما في الخطوة الخامسة. لاحظ بأن في الامكان ايجادها بصورة مباشرة دون استعمال المنحنى وذلك بطرح قيمة (D) من القيمة الموجودة في العمود السابع في السطر الذي فوق هذه القيمة (مثلاً 2035=122−2157). ويضاف الرقم في العمود الرابع إلى القيمة الجديدة في العمود السادس لإيجاد الرقم الجديد للعمود السابع (مثلاً 2162=2035+127).

أكمل الجدول ومن ثم أرسم مخطط ماء الجريان الخارج (Outflow) (الشكل 4.8). إن ذروة الجريان الخارج يجب أن تقع على فترة النضوب لمخطط ماء الجريان الداخل. إن الفرق بين ذروة الجريان الداخل وذروة الجريان الخارج قد سميت بفترة تباطؤ الخزان (Reservoir Lag) وإن تقليل ذروة الجريان مع نشر منحنى النضوب تشير إلى التلطيف (Attenuation).

8 ــ إن قيم مناسيب المياه في العمود الثامن تستخرج من قيم التصريف والمنسوب في الجدول (1.8). وإن الطريقة الملائمة لإيجادهم هي برسم مخطط بياني واستخراج قيم المناسيب المقابلة إلى القيم الموجودة في العمود الخامس.

إن أعلى منسوب لمستوى الماء في الخزان للمثال المعطى هو 67.5 وهو يقع في الساعة (40).



الشكل (4.8)
مخطط الجريان الداخل والتصريف لخزان مثال (1.8)

4.8 الاستتباع في مجرى النهر:
(Routing in a river channel)

إن حل معادلة الخزن لهذه الحالة هي أكثر تعقيداً منها في حالة الخزان البسيط طالما أن الخزن المحشور (Wedge storage) يدخل في الحساب. لهذا فإن الخزن سوف لا يكون دالة التصريف فقط كما هو الحال في المثال (1.8).

لقد اقترح (MaCarthy) (52) طريقة، تعرف الآن بطريقة (Muskingum Method)، وذلك بأن يعبر عن الخزن بدالة الجريان الداخل والتصريف معاً على الشكل التالي:

$$S = K[xI + (I-x)D] \qquad (3.8)$$

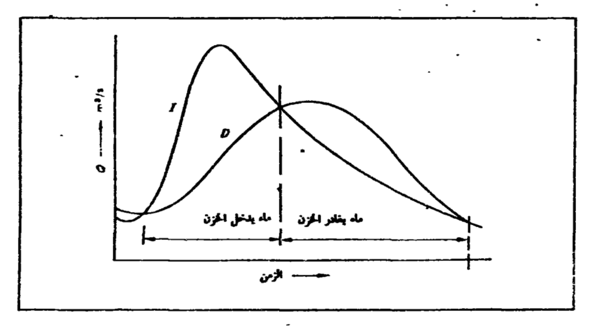
حيث أن:

x = معامل بدون بعاد للقطاع المعين من النهر.

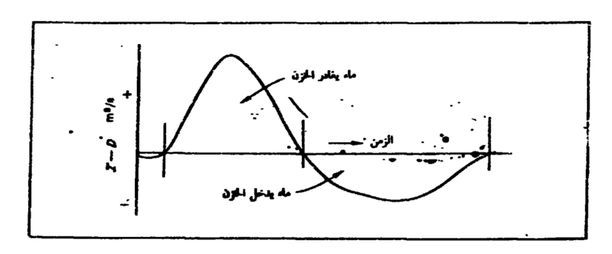
K = ثابت الخزن بوحدات الزمن والذي يجب إيجاده من ملاحظة مخططات الماء للجريان الداخل (I) والجريان الخارج (D) لكلا المحطتين.

في الامكان إيجاد قيم الثابتين كما يلي:

لنفرض بأن الشكل (5.8) يمثل الجريان الداخل (I) والتصريف الخارج (D) الأنيين للنهر. بينما (I>D) فإن الماء يخزن في القطاع وعندما يكون (D>I) فإن الماء يغادر منطقة الخزن. في الامكان الآن رسم مخطط الفرق الذي يوضح ذلك (الشكل 6.8) ومن ثم المنحنى التراكمي للخزن (شكل 7.8).

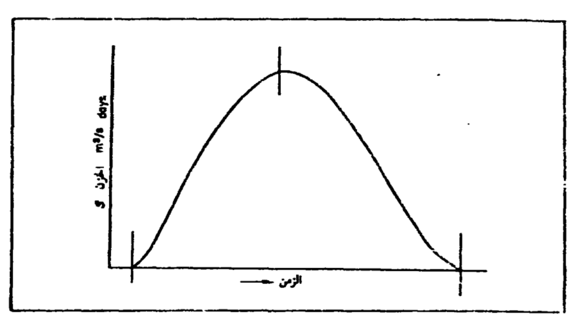


الشكل (5.8)



الشكل (6.8)

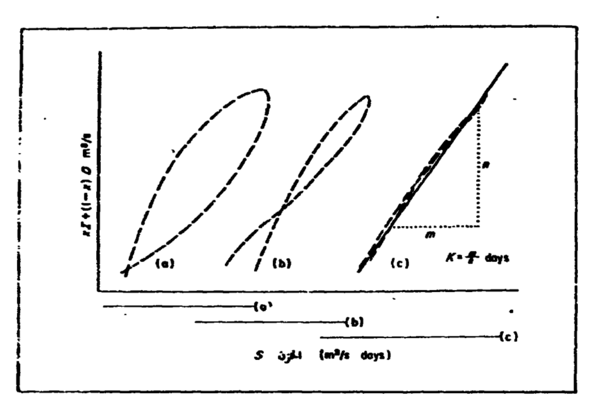
الآن لنفرض قيمة لـ (x) ولتكن (0.1) وأحسب قيمة المقدار (0.1I + 0.9D) للأوقات المختلفة وأرسمها مقابل القيم المتناظرة لـ (S) المأخوذة من الشكل (7.8).



الشكل (7.8)

إن الرسم البياني الناتج والذي يعرف بدارة الخزن (Storage Loop) موضح في الشكل (a/8.8). الآن خذ قيم أخرى لـ (x) (مثل 0.2، 0.3. . . الخ) إلى أن نجد علاقة خطية كما في الشكل (c/8.8) حينذاك تقر هذه القيمة لـ (x). وإن قيمة (K) تستخرج الآن بواسطة قياس انحدار هذا الخط.

من المطلوب هنا الاهتمام بالوحدات وغالباً ما يكون العمل بوحدات غير مألوفة ذات فائدة كبيرة لتقليل العمليات الحسابية ولإبقاء الأرقام صغيرة. على سبيل المثال، من المناسب التعبير عن الخزن (S) بوحدات المتر المكعب / ثانية.يوم: مثل هذه الوحدة هي كمية المياه الجارية بمقدار 1 متر مكعب / ثانية في اليوم الواحد وتساوي (86.4×10^{3}) متر مكعب. فإذا ما عبر عن S بالمتر المكعب / ثانية اليوم. وإن لأحداثي الرأسي للشكل (8.8) كان بوحدات المتر المكعب / ثانية فتكون وحدات (K) بالأيام.



الشكل (8.8)
دارات الخزن لاستباع النهر

إن ما يلي مقتبس من (Carter & Godfrey) (53) وهو خلاصة موجزة لاختيار قيم (x) و (K):

إن العامل (x) يختار بحيث أن حجم الخزن المبين هو نفسه سواء كان المنسوب صاعداً أو هابطاً. أما بالنسبة لتصريف المطفح (Spillway) من الخزن فإن (x) قد تظهر بأن تكون صفراً، وذلك لأن منسوب الخزان وبالتالي الخزن يحددان بصورة منفردة بواسطة الجريان الخارج، وبهذا فإن لمعدل الجريان الداخل تأثيراً قليلاً على الخزن من الممكن إهماله في الخزانات في أي وقت.

إن قيمة (x) للجريان التصاعدي المنتظم تساوي (0.5) وإن لكل من الجريان الداخل والجريان الخارج وزناً متساوياً. في هذه الموجة لا يحدث تغيير في الشكل وإن ذروة التصريف تبقى طبيعية. وهكذا فإن قيمة (x) ستتغير من صفر إلى 0.5 وتكون مقدارها 0.25 كمعدل لقطاع النهر.

إن للمعامل (K) وحدات الزمن وهو الانحدار للعلاقة بين الخزن والتصريف

الموزون (Weighted discharge)، والتي هي في أغلب مسائل الفيضانات تقترب من الخط المستقيم. عند تحليل عدد من موجات الفيضان ظهر بأن الزمن اللازم لمركز كتلة موجة الفيضان للمرور من الطرف الأعلى للقطاع إلى الطرف الأسفل يساوي المعامل (K). إن الفترة بين الذروات تعطي قيمة تقريبية للمعامل (K)، وعادة في الامكان استخراج قيمة (K) بدقة وسهولة أكثر من المعامل (x).

باستخراج قيم (K) و (x) في الامكان استخراج مقدار الجريان الخارج (D) من القطاع، وذلك من دمج وتبسيط المعادلتين:

$$\frac{I_1 + I_2}{2} t - \frac{D_1 + D_2}{2} t = S_2 - S_1 \quad (1.8)$$

و

$$S_2 - S_1 = K[x(I_2 - I_1) + (1 - x)(D_2 - D_1)] \quad (4.8)$$

(إن المعادلة الأخيرة هي معادلة (3.8) لفترة زمنية متقطعة).

تنتج المعادلة التالية:

$$D_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 D_1 \quad (5.8)$$

حيث:

$$C_0 = -\frac{Kx - 0{\cdot}5t}{K - Kx + 0{\cdot}5t}, \quad C_1 = \frac{Kx + 0{\cdot}5t}{K - Kx + 0{\cdot}5t},$$

$$C_2 = \frac{K - Kx - 0{\cdot}5t}{K - Kx + 0{\cdot}5t} \quad (6.8)$$

حيث:

t = فترة الاستباع والذي يجب أن تؤخذ بين 1/3 إلى 1/4 الوقت اللازم لموجة الفيضان للانتقال خلال القطاع (تستخرج من مخطط ماء الجريان الداخل).

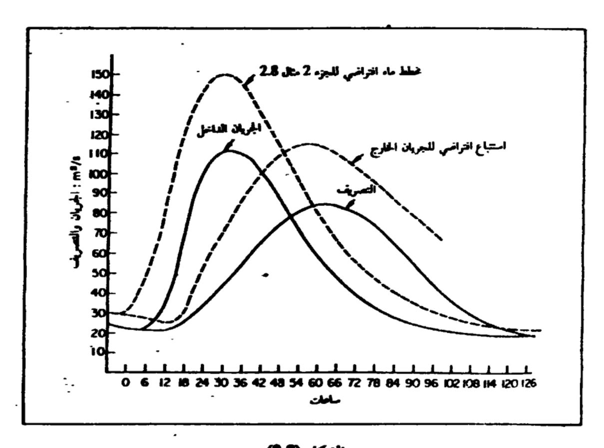
يوضح المثال التالي كيفية تطبيق هذه الطريقة.

□ مثال (2.8):

الاستباع في مجرى النهر بطريقة (Muskingum) الجزء الأول مبين في الشكل (9.8) وهو مخطط الماء للجريان الداخل والجريان الخارج. اشتق الثوابت x، K للقطاع.

إن البيانات مرتبة على شكل جدول في (3.8): إن مخططي الماء المعطيين قد أدرجا في العمودين (1) و (3) بحيث أن فترة الاستباع قد أخذت 6 ساعات. إن وحدات الخزن في هذه الحالة أخذت مساوية لـ 1/4 متر مكعب/ثانية ـ يوم طالما أن فترة الاستباع هي 6 ساعات أو 1/4 يوم. إن الأعمدة 4، 5 و 6 هي ببساطة بيانات مجدولة للعمليات الموضحة في الأشكال (6.8) و (7.8).

بعد ذلك نختار قيمة (x). في المرحلة الأولى 0.2 وإن القيمة في داخل القوس في المعادلة (3.8) تقيم في الأعمدة 7 و 8 و 9. بعد ذلك يرسم العمودان 8 و 9 في



الشكل (9.8)
مخططات الجريان الداخل والتصريف لقطاع نهر

جدول (3.8)

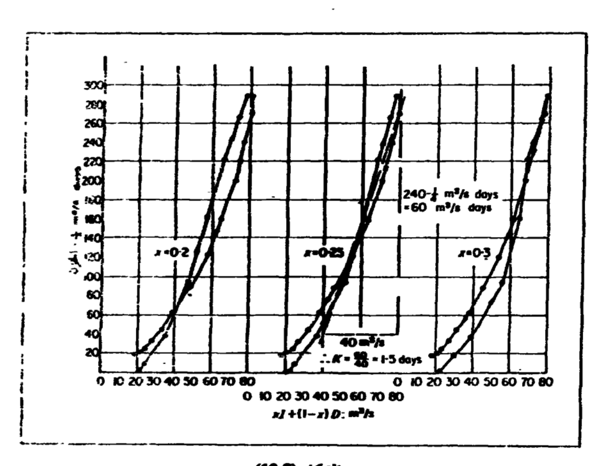
حسابات دارات الخزن

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
الزمن ساعة	I الجريان الداخل m^3/s	الجريان الخارج m^3/s	I−D m^3/s	معدل الخزن $m^3/s.day$	تراكم الخزن $m^3/s.day$	x=0.2			X=0.25			X=0.30		
						0.2I	0.8D	المجموع	0.25I	0.75D	المجموع	0.3I	0.7D	المجموع
0	22	22	0	0	0	4	17	21	5	16	21	7	15	22
6	23	21	2	1	1	5	17	22	6	16	22	7	15	22
12	35	21	14	8	9	7	17	24	9	16	25	10	15	25
18	71	26	45	29	38	14	21	35	18	19	37	21	18	39
24	103	34	69	57	95	20	27	47	26	25	51	31	24	55
30	111	44	67	68	163	22	35	57	28	33	61	33	31	64
36	109	55	54	60	223	22	44	66	27	41	68	33	38	68
42	100	66	34	44	267	20	53	73	25	49	74	30	46	76
48	86	75	11	22	289	17	60	77	21	56	77	26	52	78
54	71	82	−11	0	289	14	66	80	18	61	79	21	57	78
60	59	85	−26	−18	271	12	68	80	15	64	79	18	59	77
66	47	84	−37	−31	240	9	67	76	12	63	75	14	59	73
72	39	80	−41	−39	201	8	64	72	10	60	70	11	56	67
78	32	73	−41	−41	160	6	58	64	8	55	63	10	51	61
84	28	64	−36	−38	122	6	51	57	7	48	55	8	45	53
90	24	54	−30	−33	89	5	43	48	6	40	46	7	38	45
96	22	44	−22	−26	63	4	35	39	5	33	38	7	31	38
102	21	36	−15	−18	45	4	29	33	5	27	32	6	25	31
108	20	30	−10	−12	33	4	24	28	5	22	27	6	21	27
114	19	25	−6	−8	25	4	20	24	5	19	24	6	17	23
120	19	22	−3	−4	21	4	18	22	5	16	21	6	15	21
126	18	19	−1	−2	19	4	15	19	4	14	18	5	13	18

الشكل (10.8) حيث تنتج الدارة التي في الجهة اليسري. (لاحظ بأن لهذا الشكل احداثيات أفقية ورأسية معكوسة بالمقارنة مع الشكل (8.8). إن هذا غير مهم وينفذ فقط لانسجام الشكل).

تجرب الآن قيمة ثانية لـ x وتساوي 0.25 (أنظر الأعمدة 10-12) وإن المخطط الناتج هو المنحنى الأوسط في الشكل (10.8). إن قيمة ثالثة (0.3)، تجدول وترسم أيضاً في الجهة اليمنى من الشكل. عند فحص المخططات نرى بأن القيمة الوسطى لـ x التي تساوي 0.25 هي أكثر قرباً من الخطأ المستقيم وبهذا فإنها تختار لتكون قيمة (x).

تستخرج قيمة (K) من قياس انحدار الخط الوسيط كما موضح في الشكل وقد وجد بأنه يساوي 1.5 يوم. وإن هذا يؤكده الوقت التقريبي بين الذروتين مساو لـ 33 ساعة من الشكل (9.8). لهذا يستعمل لهذا القطاع x مساوياً لـ 0.25 و K مساوياً إلى 1.5 يوم.



الشكل (10.8)

دارات الخزن لقطاع مثال (2.8)

□ الجزء الثاني:

استعمل قيم المعامل (x) و (K) المستخرجة من مخططات الماء، ستتبع الفيضان الذي في العمود (2) من الجدول (4.8) خلال القطاع واستخرج مخطط الماء للجريان الخارج.

أولاً ـ أحسب قيم C_0، C_1 و C_2 من المعادلات (6.8) باستعمال فترة الاستتباع مساوية إلى 6 ساعات أو 1/4 يوم.

$$C_0 = -\frac{(1{\cdot}5 \times 0{\cdot}25) - (0{\cdot}5 \times 0{\cdot}25)}{1{\cdot}5 - (1{\cdot}5 \times 0{\cdot}25) + (0{\cdot}5 \times 0{\cdot}25)} = -\frac{0{\cdot}25}{1{\cdot}25} = -0{\cdot}2$$

وبصورة مماثلة نستخرج قيم $C_1=0.4$ و $C_2=0.8$ لغرض التحقيق يجب أن يكون مجموع هذه القيم مساوياً إلى واحد أي

$$(-0.2 + 0.4 + 0.8 = 1.0)$$

من المعادلة (5.8)

$$D_2 = -0{\cdot}2I_2 + 0{\cdot}4I_1 + 0{\cdot}8D_1$$

إن قيم I_1 و I_2 معروفة من مخطط الماء للفيضان الافتراضي لكن قيمة D غير معلومة. افرض قيمة D_1 مساوية لـ I_1 التي هي 31 متر مكعب/ثانية. إن هذه ستكون قريبة جداً من القيمة الحقيقية طالما أن النهر في حالة المنسوب الواطىء وستكون حالته قريبة من الحالة الثابتة (Steady State). لذلك فإن اول معادلة يجب حلها هي:

$$D_2 = -0{\cdot}2(50) + 0{\cdot}4(31) + 0{\cdot}8(31)$$

$$= -10{\cdot}0 + 12{\cdot}4 + 24{\cdot}8 = 27{\cdot}2$$

إن هذه القيمة لـ D_2 ستكون بمثابة قيمة D_1 بالنسبة إلى الخطوة التالية من الحسابات ومن ثم تبوب هذه القيم كما في الجدول (4.8).

جدول (4.8)

استخراج التصريف

6	5	4	3	2	1
D_2 m^3/s	$0.8D_1$ m^3/s	$0.4I_1$ m^3/s	$-0.2I_2$ m^3/s	I m^3/s	الساعات
*31				31	0
27.2	24.8	12.4	−10	50	6
64.6	21.8	20.0	−17.2	86	12
29.5	19.7	34.4	−24.6	132	18
53.8	23.6	49.2	−29.0	145	24
71.0	43.0	58.0	−30.0	150	30
88.0	56.8	60.0	−28.8	144	36
102.4	70.4	57.6	−25.6	128	42
110.5	81.9	51.2	−22.6	113	48
114.6	88.4	45.2	−19.0	95	54
113.9	91.7	38.0	−15.8	79	60
109.4	90.8	31.6	−13.0	65	66
102.5	87.5	26.0	−11.0	55	72
94.8	82.0	22.0	−9.2	46	78
86.2	75.8	18.4	−8.0	40	84
78.0	69.0	16.0	−7.0	35	90
70.2	62.4	14.0	−6.2	31	96
63.2	56.2	12.4	−5.4	27	102
56.4	50.6	10.8	−5.0	25	108
50.3	45.1	10.0	−4.8	24	114
45.2	40.2	9.6	−4.6	23	120
41.0	36.2	9.2	−4.4	22	126

(*) قيمة مفروضة.

إن مخطط الجريان الخارج يرسم بخطوط متقطعة بمسافة صغيرة اسفل الذروة كما في الشكل (9.8).

5.8 الاستنباع بطريقة الرسم البياني:

(Graphical routing method)

إذا كتبت المعادلة (3.8) بعد تعويض x=0 فإنها ستأخذ الشكل التالي

$$S = KD \qquad (7.8)$$

وبالتفاضل تكون

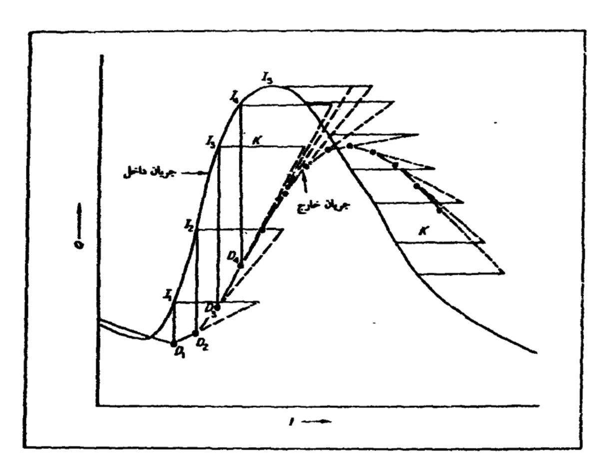
$$\frac{dS}{dt} = K\frac{dD}{dt}$$

و

$$I - D = \frac{dS}{dt}$$ (من الجزء 2.8)

$$\therefore \quad \frac{I - D}{K} = \frac{dD}{dt} \qquad (8.8)$$

إن هذه المعادلة قد استعملت لاعطاء طريقة بيانية مبسطة للاستنباع (54)، وحيث أن dD/dt يمثل الانحدار في مخطط ماء الجريان الخارج وإن (I−D) و (K) هي قيم قابلة للقياس بالمتر المكعب في الثانية واليوم. رُسم مخطط ماء الجريان الداخل (I) في الشكل (11.8) ومؤشرة قيم منفصلة لـ $(I_1, I_2, I_3, \ldots)$ بفترات من الزمن، وقد رسم ثابت الخزن (K) أفقياً من موقع كل قيمة لـ (I) ورسم خطاً مستقيماً من نهاية خط ثابت الخزن (K) إلى القيمة السابقة التصريف (D). وبما أن هذا المستقيم يمثل dD/dt، ففي الامكان استعمال الجزء السفلي منه في الاشارة إلى مخطط ماء الجريان الخارج الفعلي. ومن الطبيعي أنه كلما صغرت الفترات الزمنية كلمازادت دقة هذه الطريقة، وليس هنا داع لجعل الفترات الزمنيةمتساوية.



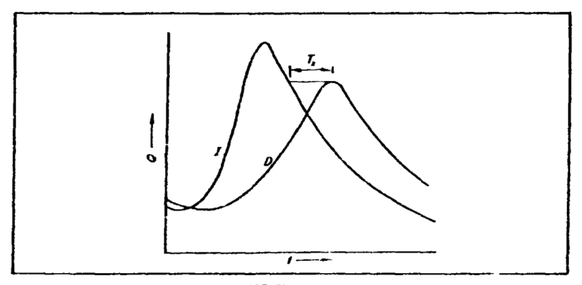
الشكل (11.8)
الاستباع بطريقة الرسم البياني

إن قيمة (K) قد تكون متغيرة فإذا كان مقدار تغيرها معلوماً وبالاشارة إلى الشكل (10.8) مع الفرض بأن قيمة (K) متغيرة ومن الممكن استخراج هذا التغيير كعلاقة مع الجريان الخارج من دارات الخزن حيث يعطى منحنيات تغير (K) بالنسبة إلى (D) كما هو موضح في الشكل (b/13.8).

في الامكان استعمال هذه الطريقة بصورة معكوسة، حيث من الممكن استخراج قيمة (K) في أي وقت من مخططات الماء الآنية للجريان الداخل (I) والجريان الخارج (D).

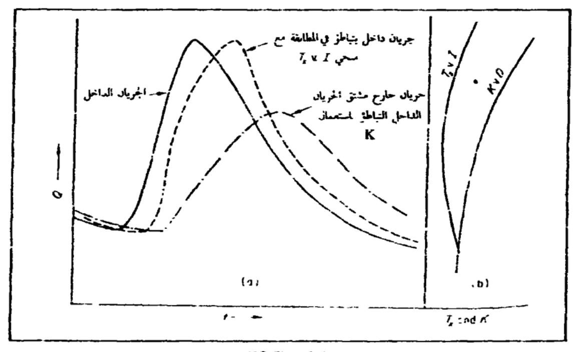
إن الوصف السابق محدد بالفرضية الابتدائية وهي أن قيمة (x) تساوي صفراً، وينطبق هذا على عمل الخزانات الصغيرة. ومع ذلك من الممكن توسيعها لكي تشمل القيم الموجبة من (x) طالما أن تأثير زيادة قيمة (x)، بثبات قيمة (K)، تعني تحريك منحنى الجريان الخارج بأكمله إلى الجهة اليمنى بحيث أن قيمة الذروة سوف لا تقع على

امتداد الانحسار لمخطط ماء الجريان الداخل وكذلك إلى زيادة مقدار الذروة للجريان الخارج فإذا حللت سلسلة متوالية من الفيضانات فمن الممكن استخراج التباطؤ (Lag) والمتسبب من (x) ذات القيم الموجبة. إن التباطؤ الناتج من هذا السبب (T_x) يقاس من ذروة منحنى الجريان الخارج إلى نفس مقدار التصريف على امتداد النضوب في منحنى الجريان الداخل كما هو موضح في الشكل (12.8) ومن الممكن عمل رسم بياني يربط (T_x) مع القيم المناظرة لـ (I) (الشكل (b/13.8).



الشكل (12.8)

التباطؤ نتيجة للثابت x>0



الشكل (13.8)

الاستنباع بطريقة الرسم البياني مع فترة تباطؤ وK متغيرة

إن منحنى الجريان الداخل للقطاع ذو (x>0) قد تخلف كما هو موضح في الشكل (13.8). إن مقدار هذا التباطؤ لكل أفق قد أوجد من منحنى (I_x-I) لاعطاء منحنى الجريان الداخل ذي الخطوط المتقطعة والذي بدوره يستتبع بطريقة الرسم البياني وكأنه منحنى الجريان الداخل لخزان بسيط. إنه من الملائم جداً رسم منحنى تغير ثابت الخزن (K) بالنسبة إلى الجريان الخارج (D) بجانب منحنى (T_x-I) لكي تؤخذ كل التغييرات بنظر الاعتبار في نفس الرسم البياني. إن وصفاً موسعاً لهذه الطرق وغيرها من طرق الاستتباع المشابهة متوفرة في المصادر (56,55,31).

6.8 مخططات الماء القياسية الاصطناعية من استتباع الفيضان:

(Synthetic unitgraph from Flood routing)

من الممكن الآن استعمال مبادىء استتباع الفيضان في اشتقاق مخطط الماء القياسي لمستجمع يفتقر إلى بيانات المطر والجريان السطحي. إن الطريقة ليست اصطناعية بالكامل طالما يجب عمل ملاحظة واحدة على الأقل لمخطط مياه الجريان السطحي. إذا أخذت جابية بنظر الاعتبار كمجموعة متوالية من المساحات الصغيرة، حيث أن كلا من هذه المساحات ستساهم في الجريان الداخل إلى شبكة من قنوات الصرف ذات طبيعة خزنية بتأثير مطر عاصف فجائي. إن مخطط الماء القياسي الفوري سيتكون من قسمين يمثل الأول الجريان الداخل للمطر والثاني الارتداد التدريجي لخزن الجابية. من الملائم جداً أخذ الخط الفاصل بين هذين القسمين عند نقطة الانعطاف (Point of inflextion) على امتداد الانحسار كما هو موضح في الشكل (14.8).

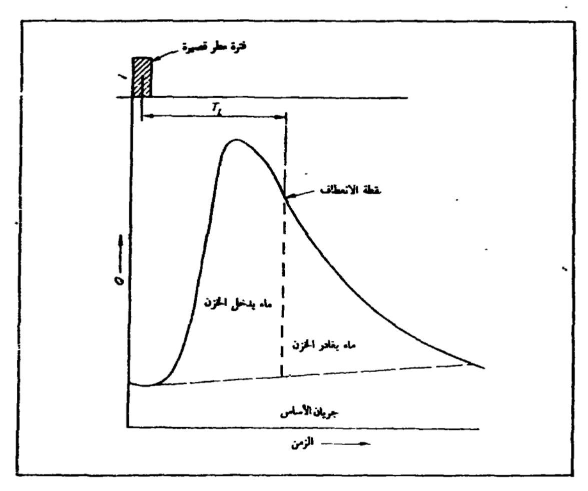
إن الفرضية تكون بحيث أن تصريف الجابية Q يتناسب طردياً مع الخزن S. أي:

$$S = KQ \qquad (9.8)$$

(المعادلة (3.8) عندما تكون x=0 وباستعمال Q عوضاً عن D)

و

$$I - Q = \frac{dS}{dt} \qquad (10.8)$$



الشكل (14.8)
مخطط ماء من مطر قصير يقرب إلى IUH

حيث يمثل I: الجريان الداخل الناتج عن المطر الآني. وبما أن

$$\frac{dS}{dt} = K\frac{dQ}{dt}$$

من تفاضل المعادلة (9.8).

إذن

$$K\frac{dQ}{dt} = I - Q$$

وباستعمال الشرط Q=0 في t=0 يصبح حل المعادلة هو

$$Q = I(1 - e^{-t/K}) \qquad (11.8)$$

وبما أن الجريان الداخل متوقف في نقطة الانعطاف في الزمن (T) مثلاً فإن الجريان الخارج في زمن (t) بدلالة التصريف (Q_T) في الزمن (T) يكون

$$Q_t = Q_T e^{-(t-T)/K} \qquad (12.8)$$

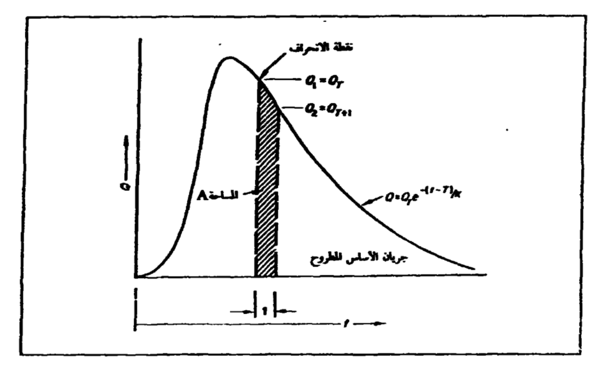
إن استخراجُ قيمة معامل الخزن (K) يجب أن يتم من مخطط الماء المتوفر للجابية كما هو موضح في الشكل (15.8) بأخذ قيمتين بفاصل وحدة الزمن عند نقطة الانعطاف. إن مخطط الماء يجب أن يكون لفترة مطر منفصلة واحدة. وليس من الضروري قياس كمية المطر المتساقط لكن من الضروري أن يكون قصير الأمد بصورة معقولة مثل ساعة أو ساعتين.

آنذاك

$$Q_1 = Q_T$$

ومن المعادلة (12.8)

$$Q_2 = Q_T e^{-(t-T)/K}$$



الشكل (15.8)

استخراج قيمة K

وإن المساحة المظللة (A) ستكون

$$A = \int_{t-T}^{t-T+1} Q_T e^{-(t-T)/K}$$

$$= \left[-KQ_T e^{-(t-T)/K} \right]_0^1$$

$$= [KQ_T - Q_T e^{-1/K}]$$

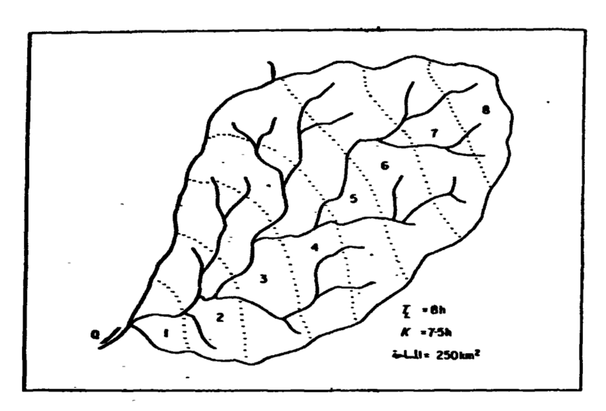
$$\therefore \quad A = K(Q_1 - Q_2)$$

إن الملاحظة الثانية التي يجب عملها من مخطط الماء المتوفر هي تباطؤ الجابية (Catchment Lag) (T_L). ويعني أقصى وقت يستغرقه الماء في الجريان خلال الجابية. ومن الممكن أخذها كالزمن من مركز كتلة المطر المسبب إلى نقطة التغيير على امتداد الانحسار (وبما أن المطلوب أن تكون استدامة المطر قصيرة لذلك فإنه سوف لا يسبب أي خطأ يذكر).

إن الخزن في الجابية سيدرس الآن كخزان افتراضي يقع عند نقطة الجريان الخارج. وعبر عن الجريان الداخل بمنحنى الزمن — المساحة للجابية، حيث تخطط كل مساحة جزئية بحيث أن كل المطر المتساقط عليها آنياً له نفس وقت الجريان إلى نقطة التصريف كما هو موضح في الشكل (16.8).

إن منحنى الزمن — المساحة المتساقط عليه وحدة مطر آنية سيتابع خلال الخزان، في نفس الطريقة المذكورة في (3.8) ومنها يستخرج الجريان الخارج Q. إن الجريان الخارج سيمثل مخطط الماء القياسي الآني (IUH) للجابية ومن الممكن تحويله إلى مخطط الماء القياسي بزمن (n) ساعة.

إن هذه الطريقة بصورة أساسية منسوبة إلى (57) (Clark) ولو أن (K) قد استخرجت من قبل (58) (O'Kelly). وإنها معرضة للنقد في مجالات عديدة وهناك أساليب متطورة حديثة متوفرة في الوقت الحاضر (59,60,61) لكن من مزايا هذه الطريقة هي بساطتها بالمقارنة مع الطرق الأخرى. وإن اشتقاقها لا يعتمد على مخطط الماء الملاحظ لوحدة الشدة.



الشكل (16.8)
جابية بخطوط ذات وقت جريان متساوي

هناك ميزة أخرى هي بدلاً من اشتقاق IUH (ومن ثم مخطط الماء القياسي لـ (n) ساعة) فإن المطر المخطط قد يستعمل رأسياً في منحنى الزمن ــ المساحة، حسب التغييرات المساحية في أي كمية مرغوبة. وينتج هذا مخطط الماء الآني للمطر المصمم (Design storm) والذي في الامكان تحويله إلى مخطط ماء للمطر المصمم للشدة المرغوبة بطريقة أخذ معدلات الاحداثيات الرأسية كما شرحت سابقاً.

والمثال المحلول لهذه الطريقة معطى أدناه:

□ مثال (3.8):

يبين الشكل (16.8) جابيةمساحتها 250 كم^2. والمعلومات المستقاة من مخطط ماء ذي استدامة قصيرة T_L تساوي 8 ساعات و (K) تساوي 7.5 ساعة. اشتق مخطط الماء القياسي لاستدامة 2 ساعة.

1 ــ قسم المساحة إلى 8 أقسام بواسطة خطوط ذات وقت جريان متساوي (Isochrones). وسيفرض بأن كل الجريان السطحي الواقع على أحد هذه الأقسام سيصل بفترة قدرها ساعة واحدة إلى نقطة القياس.

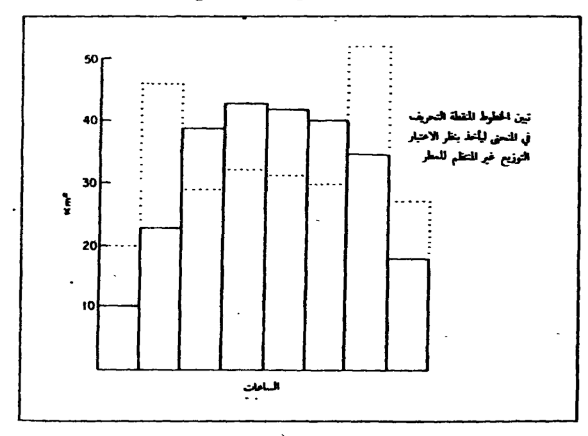
2 ــ قس بواسطة المساح (Planimeter) مساحة كل من هذه الأجزاء وإن مساحاتها كالتالي:

الساعة	1	2	3	4	5	6	7	8
المساحة كم^2	10	23	39	43	42	40	35	18

3 ــ أرسم منحنى التوزيع للسيح السطحي مستعملاً المساحات الجزئية كالمحور العمودي وفترات 1 ساعة على المحور الأفقي. إن الناتج موضح في الشكل (17.8) وهو منحنى الوقت ــ المساحة المرسوم بالخطوط الكاملة.

4 ــ يعامل منحنى القت ــ المساحة الآن كما لو هو الجريان الداخل (I) الناتج عن وحدة المطر الصافي على مساحة الجابية للخزان الفرضي، الواقع عند نقطة التصريف، بخزن مساوياً للخزن في الجابية لذلك من المعادلة (1.8)

$$\frac{I_1 + I_2}{2} . t - \frac{Q_1 + Q_2}{2} . t = S_2 - S_1$$



الشكل (17.8)

توزيع أجزاء المساحة و منحنى الوقت ــ المساحة

ومن المعادلة (9.8)

$$S_1 = KQ_1$$

$$S_2 = KQ_2$$

ومن هذه المعادلات نحصب على

$$Q_2 = m_0 I_2 + m_1 I_1 + m_2 Q_1$$

حيث

$$m_0 = \frac{0{\cdot}5t}{K + 0{\cdot}5t} \qquad m_1 = \frac{0{\cdot}5t}{K + 0{\cdot}5t} \qquad m_2 = \frac{K - 0{\cdot}5t}{K + 0{\cdot}5t}$$

وبما أن منحنى التوزيع هو قيد الاستعمال و$I_1 = I_2$، إذن

$$Q_2 = m'I + m_2 Q_1$$

حيث

$$m' = \frac{t}{K + 0{\cdot}5t}$$

في هذه الحالة

$$m' = \frac{1}{7{\cdot}5 + 0{\cdot}5} = \frac{1}{8} = 0{\cdot}125$$

و

$$m_2 = \frac{7{\cdot}5 - 0{\cdot}5}{7{\cdot}5 + 0{\cdot}5} = \frac{7}{8} = 0{\cdot}875$$

$$\therefore \quad Q_2 = 0{\cdot}125I + 0{\cdot}875Q_1$$

5 ــ رتب المعلومات في جدول وأحسب Q_2 كما في جدول (5.8). إن Q_2 هو مخطط الماء القياسي الاصطناعي الآني المطلوب.

أحسب ثابت التحويل للعمود 3.

جدول (5.8)

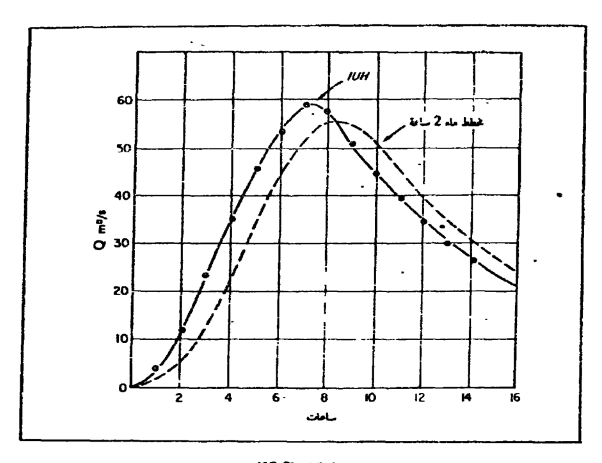
مخطط الماء القياسي (IUH) بطريقة الاستتباع

1	2	3	4	5	6
الزمن ساعة	مخطط الوقت — المساحة كم^2	0.125I=- عمود (2) 2.78×0.125× m^3/s	0.875× عمود 5 m^3/s	Q_2= 3+4=IUH m^3/s	2 ساعة مخطط الماء القياسي m^3/s
0	0	0	0	0	0
1	10	3.5	0	3.5	
2	23	8.0	3.1	11.1	5.5
3	39	13.5	9.7	23.2	
4	43	14.9	20.3	35.2	23.1
5	42	14.6	30.8	45.4	
6	40	13.9	39.6	53.5	44.3
7	35	12.1	46.8	58.9	
8	18	6,2	51.4	57.6	55.5
9	0	0	50.5	50.5	
10	0	0	44.1	44.1	50.8
11	0	0	39.6	39.6	
12	0	0	34.6	34.6	39.3
13	0	0	30.2	30.2	
14	0	0	26.4	26.4	30.5
15	0	0	الخ	الخ	الخ

1 سم من المطر على مساحة 1 كم^2 في ساعة واحدة.

$$\frac{10^6 \times 10^{-2}}{3600} = 2.78$$ متر مكعب / ثانية

6 ــ أرسم IUH ومخطط الماء القياسي لـ 2 ساعة للأعمدة (5) و (6) كما في الشكل (18.8).



الشكل (18.8)

IUH المشتق ومخطط ماء 2 ساعة

لتوضيح سهولة هذه الطريقة وذلك لملائمتها لتغير المطر بالنسبة للمساحة. لنفرض بأن مطراً قد سقط بمقدار 20 ملم على المساحة الفرعية (2,1) و (7.5) ملم على (6,5,4,3) و 15 ملم على المساحات (8,7) وكان استدامة المطر ساعة واحدة. يحول منحنى المساحة ــ الوقت لهذه النسب كما هو موضح في المنحنى المرسوم بخطوط متقطعة في الشكل (17.8) قبل البدء بعملية الاستتباع لاستخراج مخطط الماء القياسي كالسابق، ومن ثم تحويره إلى مخطط الماء القياسي لعدد (n) من الساعات بعملية استخراج معدلات كل زوج من الاحداثيات الرأسية بتباعد أفقي مقداره (n) ساعة. هناك انحراف جزئي في الحالة الأخيرة وقد أجيز استعمال مصطلحي IUH ومخطط الماء القياسي لأن المطر غير متجانس على كل الجابية كما هو مطلوب في التصريف.

9

التنبؤ الهيدرولوجي

1.9 المقدمة:

سردت وشرحت في الفصول السابقة بالتفصيل العمليات الفيزياوية المختلفة في الدورة الهيدرولوجية. وقد اقترحت طرق تقييم لكل عملية وتم شرحها في أغلب الأحيان، ربما يستعمل التكنيك المشروح لتهيئة أجوبة مقدارية لعدة أسئلة.

إن المشكلة التي يجب أن تعالج الآن هي كيف تستعمل هذه المعرفة للتنبؤ من المعلومات المتوفرة؟ ماذا سيحدث في المستقبل؟ هذه هي مشكلة جوهرية لجميع التصاميم الهندسية، طالما يصمم وينشىء المهندس أعمالاً لتهيئة احتياجات المستقبل، سواء منهم المهندس الانشائي يصمم مجمعاً ادارياً، أو المهندس الكهربائي الذي يصمم منظومة كهربائية لتوافق الاحتياج المستقبلي الكهربائي، أو المهندس الهيدروليكي، الذي يصمم خزانات لتوافق الاحتياج المستقبلي من الماء.

هناك اختلاف رئيس واحد في الحالات الثلاث. يتعامل المصمم الانشائي مع مواد متجانسة والتي لها خواص معروفة في حدود ضيقة. ستستعمل البناية من قبل ناس وتلك الأبعاد والفراغات والأوزان من الممكن التنبؤ بها بشكل دقيق لحد ما. وعليه أن يتغلب على الحوادث الطبيعية والتي هي بشكل ثقل

رياح وهزات ارضية. ولهذه الاحتمالات توجد مجموعة قوانين عملية وتوصيات متوفرة له.

ويجب على مصمم المنظومة الكهربائية أن يستنتج منحنى ارتفاع الاستهلاك للسنوات السابقة، ويختبر اتجاهات الصناعة وعادات الأشخاص، ليقرر كم السعة التي يجب أن يوفرها في السنوات المستقبلية. لكن هذه المهمة معقدة ومستمرة وهي تقريباً خالية كلياً من الحوادث الطبيعية إلا من الكوارث والتي لا يمكن أن يتوقع حدوثها.

أما تعامل مهندس الهيدروليك في الجهة الأخرى، في تصميم خزان، تقريباً مع الحوادث الطبيعية على وجه الحصر: في حدوث السقيط والتبخر وهكذا. وعادة تلك الحوادث عشوائية في الطبيعة وربما لها أي قيمة غير سالبة. في الحقيقة إذا قيست كمية المطر في مكان يومياً لفترة من الزمن. وستتولد معرفة عن ماهية احتمال المطر اليومي، ولكن لم تكن مستمرة بشكل طويل وتوصل إلى أي احتمال ضيق لقيمة المطر اليومي إلا بشكل بديهي.

ويسأل الهيدرولوجست بشكل مستمر عن ما سيكون تصريف الذروي المحتمل لنهر. ولا توجد قيمة كبيرة. ومن الممكن اعطاء الجواب الوحيد من المعلومات المتوفرة، وعمل افتراضات مختلفة، سيظهر بأن قيمة محددة سوف لا تزيد بالمعدل اكثر من مرة في عدد محدد من السنين. وعلى تلك التخمينات فإن جميع التصاميم الهيدرولوجية يجب أن تجرى، ويتعامل هذا الفصل مع الطرق التي ربما يزال بها بعض الشكوك أو تضيق في الحد.

2.9 صيغ الفيضان: (Flood formula)

إن التغير العشوائي المعين لتصريف فيضان نهر هو ذو أهمية للمهندسين والهيدرولوجستيين من الأيام الأولى للهيدرولوجي واقترحت عدة صيغ لتعريف أقصى فيضان (Maximum flood) والتي من الممكن أن تحدث لجابية معينة الصيغ هي تجريبية بالطبيعة، واشتقت من الفيضانات المسجلة على جابية معينة وعادة تكون بالشكل $Q=CA^n$ حيث

Q = تصريف الفيضان م^3/ ثانية (أو قدم^3/ ثانية)

A = مساحة الجابية في كيلومتر مربع (أو ميل مربع).

n = معامل عادة بين 0.5 و 1.25.

C = معامل يعتمد على المناخ والجابية والوحدات.

ومن الأمثلة الأولى لتلك الصيغ هي لـ (Dickens) والتي اشتقت في الهند.

$$Q = 11.5a^{0.75}$$

حيث أن Q م^3/ثانية و a كيلومتر مربع، لم تأخذ هذه الصيغة بنظر الاعتبار رطوبة التربة والمطر والانحدار وخطوط العرض، الخ. ولهذا بشكل واضح قيمة قليلة جداً في التطبيق العام. هذا صحيح لجميع تلك الصيغ رغم أنها تستعمل كثيراً للحصول على تقدير أولي سريع للأقصى الفيضان والذي قد يقبل. ولتلك الأغراض اقترح (63) (Morgan) الصيغة للفيضان الفاجع في اسكوتلندا وويلز.

$$Q = 53m^{0.5}$$

حيث أن Q في متر^3/ثانية و M مساحة الجابية في كيلومتر مربع، وإضافة الرأي السائد للفترة المتكررة T (بالسنين) وذلك بالقياس

الفيضان المصمم = الفيضان الفاجع × $(T/500)^{1/3}$

وللحالات التي فيها لا يثبت الفيضان الفاجع المتخذ خطورة إلى حياة البشر أو أمان السدة. وهناك صيغة مماثلة من نفس النوع تستعمل بشكل واسع في الولايات المتحدة.

$$Q_{av} = 0.013CA^{0.8}$$

حيث:

A = مساحة الجابية في كيلومتر مربع.

C = معامل عادة يؤخذ كـ 75.

Q_{av} = معدل تصريف الفيضان السنوي في متر مكعب / ثا

وعوضت قيمة Q_{av} في الصيغة

$$Q_m = Q_{av}(1 + 0.8 \log T)$$

حيث T فترة متكررة بالسنوات و Q_m الفيضان السنوي الأعلى الأكثر احتمالاً. كتلك الحسابات السهلة العمل، هي لقيمة محددة، وهما تعابير مشتقة لتعطي جميع الحوادث المسجلة مع أمان غير محدد وكما انها لا تأخذ بنظر الاعتبار العلميات الفيزياوية المتضمنة في السيح، وتكون عادة محافظة جداً.

3.9 تحليل التكرار: (Frequency analysis).

1.3.9 ·سلسلة من الحوادث:

الطريقة القادمة هي استعمال طرق الاحصاء لتوسيع المعلوات المتوفرة وبالتالي التكهن بالتكرار المتوقع لحدث الحوادث الطبيعية. المعلوم تسجيلات وافية، ستبين الطرق الاحصائية بأن الفيضانات ذات القيم المعينة ربما، بالمعدل، تتوقع سنوياً، لكل عشر سنوات، كل 100 سنة وهكذا. ربما يتساءل ما إذا كانت أية طريقة للاستنتاج إلى 100 سنة ذات أهمية عندما تؤسس على (مثال) 30 سنة من التسجيلات. وما زال أكثر عملاً ينطبق على فيضان 1000 سنة وتخمينات مماثلة.

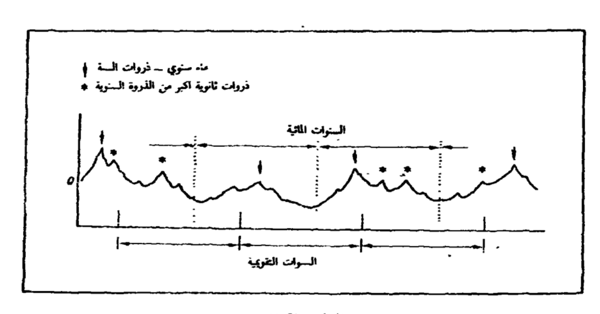
نقطة اخرى للتأكيد عليها هي الطبيعة غير الدورية للحوادث العشوائية. إن فيضان 100 سنة (بمعنى آخر، الفيضان الذي سيحدث بالمعدل مرة في 100 سنة) ربما يحدث السنة القادمة، أو ليس في 200 سنة أو ربما يزيد عليه عدة مرات في الـ 100 سنة القادمة. إن الدقة في تخمين قيمة (على سبيل المثال) فيضان الـ 100 سنة يعتمد على طول التسجيل وجريان الفيضان، وشخص محظوظ إذا كان لديه تسجيلات لأكثر من 30 سنة. وبتذليل تلك التحذيرات، سيكون تحليل التكرار ذا فائدة كبيرة في ترجمة وتقييم الحوادث كما في جريان الفيضان والمخاطرات في حدوثها في فترات معينة.

من المهم بشكل واضح لتعريف بماذا يعنى بالحدث؟ على سبيل المثال إذا كانت هناك تسجيلات لنهر كل يوم لـ 10 سنوات، سيكون هناك تقريباً 3650 قراءة. فتلك القراءات هي حوادث عشوائية معتمدة طالما الجريان في أي يوم هو معتمد إلى حد ما

على ذلك اليوم الذي قبله، وعليه فإن تلك الملاحظات لا تتضمن سلسلة غير معتمدة. ويعبر عن مصفوفة تلك الملاحظات بالمتالية الكاملة.

يفترض أن من تسجيل 10 سنوات نأخذ في كل سنة الحدث الأقصى. وستنشأ تلك سلسلة غير معتمدة وبشكل غير محتمل كثيراً وطالما كان الجريان الأقصى للسنة متأثراً بذلك للسنة السابقة. حتى هذا، الحذر واجب، ربما يشاهد في الشكل (1.9) حيث مؤشرة السنوات المائية، تقاس بين فصول الجريان الأدنى، وكما مؤشرة السنوات التقويمية. ربما تحوي السنة التقويمية على رقم سنتين مائيتين، فعليه من الضروري تحديد السنوات المائية التي ستستعمل في الحوادث المعرفة. ويدعى مثل هذا الاختيار بالمتالية السنوية. إن تلك المتواليات معرضة إلى الاعتراض وذلك أن بعض الذروات اصغر حوادث من الذروات الثانوية (مؤشرة بنجمة في الشكل 1.9) للسنوات الأخر. ربما يزال الاعتراض بجدولة متواليات الاستدامة الجزئية، التي فيها عزل الوقت الضيق لا يبقى شرط. تضمنت جميع الذروات التي تكون أعلى من قيمة اختيارية (على سبيل المثال أقل ذروة سنوية). على أن يشترط، في تقدير المؤلف، بأنها حوادث غير معتمدة، غير متأثرة بتصاريف الذروة السابقة. فإذن تسمح متوايات الاستدامة الجزئية الاعتراض للتحكم الشخصي وليس هي بشكل ضيق، غير معتمدة وعشوائية.

تعتمد المتواليات التي تستعمل على الفرض من التحليل. لمعلومات عن حوادث



الشكل (1.9)

سلسلة من الحوادث السنوية والجزئية

متكررة نسبياً، على سبيل المثال، حجم الفيضان المتوقع خلال فترة الانشاء لسد كبير (4 سنوات على سبيل المثال)، فعليه ربما تكون متواليات جزئية الأفضل، بينما للفيضان التصميمي لمطفح سد والذي، يجب أن لا يزيد في عمر السد (100 سنة) ستكون المتواليات التوزيع الصحيح أو المتواليات السنوية مناسبة. بالحقيقة، في الفيضانات الكبيرة يوجد فرق صغير في فترة التكرار بين الاثنين. متواليات الحوادث الكاملة، رغم أنها ليست غيرمعتمدة، لكن أقل قيمة في التصميم عندما يكون الاحتياج إلى الكمية بدلاً من قيم الذروة.

2.3.9 إحتمال حدث الـ N ــ سنة:

إن الاصطلاح فترة التكرار (وكذلك يطلق عليها فترة الرجوع) يرمز له بـ T_r هو الوقت الذي، بالمعدل، ينقضي بين حدثين متساويين أو يزيد على مستوى معين. وفي معنى آخر، إن الحدث N ــ سنة هو الحدث الذي يتوقع أن يتساوى أو يتجاوز، بالمعدل، كل N سنوات وله فترة تكرار T_r لـ N سنوات.

كما ذكر سابقاً لا يوجد ضمان بأن يحدث الحدث N ــ سنة دوري. لكن له احتمال حدوث في أي فترة معينة مأخوذة بنظر الاعتبار.

بعد ذلك ستمثل $P(X \leqslant x)$ احتمال x التي سوف لا تتساوى أو يتجاوز في فترة زمن معينة.

وستمثل $P(X \leqslant x)_n$ احتمال x التي سوف لا تتساوى أو تتجاوز في n من تلك الفترات.

من المتواليات غير المتعمدة ومن قاعدة ضرب الاحتمال

$$\begin{aligned} P(X \leqslant x)_n &= [P(X \leqslant x)]^n \\ &= [1 - P(X \geqslant x)]^n \\ \therefore \quad P(X \geqslant x)_n &= 1 - [1 - P(X \geqslant x)]^n \end{aligned}$$

الآن

$$T_r = \frac{1}{P(X \geqslant x)}$$

$$\therefore \quad P(X \geqslant x)_n = 1 - \left[1 - \frac{1}{T_r}\right]^n$$

فعليه على سبيل المثال، احتمال X≥x، حيث أن x قيمة الفيضان الذي فترة رجوعه 20 سنة، الحادث في فترة 3 سنوات هي:

$$\begin{aligned} P(X \geqslant (\text{فيضان 20 سنة}) &= 1 - [1 - \tfrac{1}{20}]^3 \\ &= 1 - [0.95]^3 \\ &= 1 - 0.857 \\ &= 0.143 \text{ أو } 14.3\% \end{aligned}$$

يبين الجدول (1.9) الاحتمال لـ فيضان N_سنة الحادث في فترة معينة. على سبيل المثال، من الممكن المشاهدة من الجدول بأن هناك فرصة مقدارها 1% لفيضان

جدول (1.9)

النسب المئوية للاحتمال لفيضان N ـ سنة يحدث في فترة معينة

عدد السنوات في الفترة	N = معدل فترة الرجوع T_r: سنوات							
	5	10	20	50	100	200	500	1000
1	20	10	5	2	1	0.5	0.2	0.1
2	33	19	10	4	2	1	0.4	0.2
3	45	27	14	6	3	1.5	0.6	0.3
5	63	41	22	10	5	2.5	1	0.5
10	87	65	40	18	9	5	2	1
20	98	88	64	33	17	10	4	2
30	99.8	96	78	45	24	14	6	3
60	—	99.8	95	70	43	26	11	6
100	—	—	99.4	87	60	39	18	9
200	—	—	—	98.2	74	63	33	18
500	—	—	—	—	99.6	92	63	39
1000	—	—	—	—	—	99.3	96	63

. حيث لم تدون ٪ للاحتمال أكبر من 99.9.

200 سنة يحدث في الستين القادمتين وفرصة مقدارها 8% سوف لا يحدث في الـ 500 سنة القادمة.

إذا عرف الاحتمال $P(X> x)_n$ بحكمة علمية، ربما سيجد قيمة n، الفترة التصميمية، من

$$P(X \geqslant x)_n = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_r}\right)^n$$

$$1 - P(X \geqslant x)_n = \left(1 - \frac{1}{T_r}\right)^n = \left(\frac{T_r - 1}{T_r}\right)^n$$

$$\log (1 - P(X \geqslant x)_n) = n \log \left(\frac{T_r - 1}{T_r}\right)$$

$$\therefore \quad n = \frac{\log 1 - P(X \geqslant x)_n)}{\log \frac{(T_r - 1)}{T_r}}$$

□ مثال (ع.9):

ما المدة التي من المحتمل أن يبقى فيها صندوق الازاحة (Coffer dam) في نهر، مع فرصة على أن لا يغطى بالماء إذا كان مصمم أن يكون مؤمن لـ 10 سنوات فيضان؟

هنا، الحكمة العلمية ستكون فرصة، فإذن $P(X \geqslant x)_n = 0.50$ و $T_r = 10$.

$$n = \frac{\log (1 - 0{\cdot}5)}{\log \frac{9}{10}} = \frac{\log 0{\cdot}5}{\log 0{\cdot}9} = \frac{\bar{1}{\cdot}699}{\bar{1}{\cdot}954} = \frac{0{\cdot}301}{0{\cdot}046} = 6{\cdot}5 \text{ yr}$$

3.3.9 رسم الاحتمال البياني:

إذا توفرت قائمة بمتواليات الحوادث وربما بعد ذلك كل منها يمنح تسلسل، m، ابتداء من m=1 لأعلى قيمة، m=2 للقيمة العليا التالية وهكذا: بشكل تنازلي. وتحسب فترة التكرار T_r (بالسنين) لكل حدث من

$$T_r = \frac{n + 1}{m} \qquad (1.9)$$

حيث:
m = تسلسل الحدث.
n = عدد الحوادث.

□ ملاحظة: عندما ترسم المتواليات ذات الاستدامة الجزئية، فمن الاعتيادي تقليص عدد الحوادث إلى n الأعلى، حيث n = عدد سنوات الملاحظة.

وتستعمل صيغ أخرى مختلفة عوضاً عن المعادلة (1.9) والتي هي شائعة الاستعمال: على سبيل المثال، معادلة كاليفورنيا (64)

$$T_r = \frac{n}{m}$$

ومعادلة (Hazen) (65)

$$T_r = \frac{2n}{2m - 1}$$

يبين الجدول (2.9) قائمة لمعدل الجريان الأقصى اليومي السنوي لنهر التايمس في السد الغاطس (Teddington)، للسنوات 1882-1967. وهذه متواليات صحيحة سنوية لحوادث عشوائية ومع فترات رجوع محسوبة.

وقد تم الحصول على قيم T_r، والسؤال الذي يطرح نفسه، هل من المستطاع أن تستعمل قيم Q و T_r في القائمة لاستنتاج المعلومات وللاستدلال على فترة الرجوع لفيضانات صارمة؟ ربما تحاول في عدة طرق، كما هي مشروحة أدناه.

(أ) ترسم Q ضد T على احداثيات خطية. موضح هذا في مثال الشكل (2.9) لمعلومات نهر التايمس المبينة في الجدول (2.9). يعتمد تمديد المنحنى لقيم أعلى لـ Q و T_r تقريباً وبشكل مطلق على بضع النقاط العليا الموجودة.

(ب) Q خطي و T_r لوغارتمي. وقد رسمت نفس المعلومات بشكل بياني في

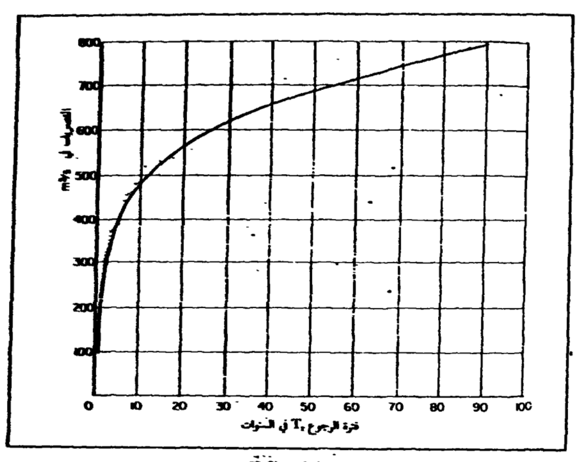
جدول (2.9)

القيم القصوى لمعدل الجريان اليومي لسنوات 1882-1967 لنهر تايمس في Teddington

السنة	Q_m m³/s	الترتيب m	فترة الرجوع T_r yr	الاحتمال P	السنة	Q_m m³/s	الترتيب m	فترة الرجوع T_r yr	الاحتمال P
1882	—	—	—	—	1925	522	7	12·3	8·1
1883	292	46	1·87	53·5	1926	370	25	3·44	29·1
1884	231	65	1·32	75·5	1927	375	23	3·74	26·8
1885	230	67	1·28	78·0	1928	526	6	14·3	7·0
1886	244	59	1·46	68·6	1929	235	62	1·39	72·0
1887	284	48	1·79	55·8	1930	552	4	21·5	4·6
1888	208	73	1·18	84·9	1931	228	69	1·25	80·3
1889	237	61	1·41	71·0	1932	274	49	1·75	57·0
1890	205	74	1·16	86·0	1933	478	9	9·55	10·5
1891	171	81	1·06	93·2	1934	95	86	1·01	99·0
1892	339	32	2·69	37·2	1935	227	71	1·21	82·5
1893	300	42	2·04	48·9	1936	478	10	8·6	11·6
1894	173	79	1·09	92·0	1937	438	14	6·15	16·3
1895	789	1	86	1·16	1938	247	58	1·48	67·5
1896	202	76	1·13	88·4	1939	369	26	3·30	30·2
1897	351	29	2 96	33·8	1940	410	15	5 74	17·4
1898	171	80	1·07	93·0	1941	384	19	4·52	22·1
1899	262	51	1·69	59·3	1942	298	44	1·95	51·2
1900	533	5	17·2	5·8	1943	457	11	7·8	12·8
1901	200	77	1·12	89·5	1944	115	83	1·04	96·5
1902	162	82	1·05	95·5	1945	261	52	1·65	60 5
1903	386	17	5·06	19·8	1946	257	53	1·62	61·6
1904	516	8	10 8	9·3	1947	714	2	43	2·3
1905	229	68	1·26	79·0	1948	227	70	1·23	81·5
1906	249	57	1·51	66·3	1949	299	43	2·00	50·0
1907	220	72	1·19	83·7	1950	324	35	2·46	40·7
1908	376	21	4·1	24·4	1951	385	18	4·78	20·9
1909	204	75	1·15	87·1	1952	377	20	4·3	23·2
1910	231	66	1·30	76·7	1953	263	50	1·72	58·1
1911	395	16	5·38	18·6	1954	231	64	1·34	74·5
1912	367	28	3·07	32·6	1955	453	13	6·61	15·1
1913	255	55	1·57	64·0	1956	316	38	2·26	44·2
1914	256	54	1·59	62·8	1957	314	39	2·20	45·4
1915	585	3	28·6	3·5	1958	317	37	2·32	43·0
1916	373	24	3·58	27·9	1959	375	22	3 91	25·6
1917	327	34	2·53	39·6	1960	308	41	2·10	47·7
1918	351	30	2·86	34·9	1961	456	12	7·16	14·0
1919	334	33	2 60	38·4	1962	344	31	2·78	36·0
1920	251	56	1·54	65·1	1963	286	47	1·83	54·6
1921	240	60	1·43	69·8	1964	369	27	3·18	31·4
1922	198	78	1·10	90·6	1965	113	85	1·02	97·6
1923	231	63	1·37	73·2	1966	324	36	2·39	41·9
1924	298	45	1·91	52·4	1967	313	40	2·15	46·5

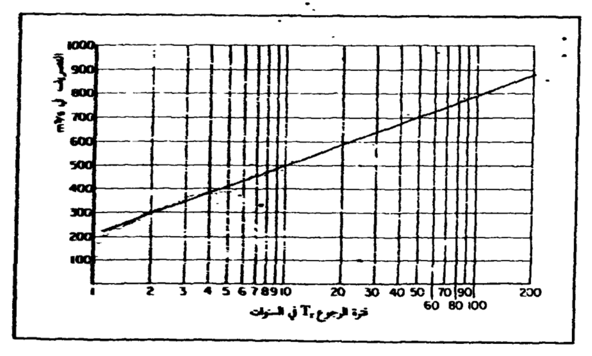
$n = 85$ $Q_{av} = 319·5$ m³/s standard deviation $\sigma = 124·56$ $T_r = (n\ ..\ 1)/m$ $P\% = 100/T_r$

الشكل (3.9) وقد رسم خط مستقيم يوفق تلك المعلومات. وطالما القرار المطلوب في هذه القضية هو إيجاد خط موفق لكل النقاط فضلاً عن الاستنتاج من الأقلية، وهذا يعمل ببساطة من الحالة الأولى. ومع ذلك، ألا إذا كانت فترة الرجوع تتبع قانون لوغارتمي، ولا يشترط بالضرورة استنتاج دقيق.



الشكل (2.9)

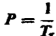
الجريان الأقصى اليومي السنوي لنهر (Thames) في (Teddington) 1882-1967



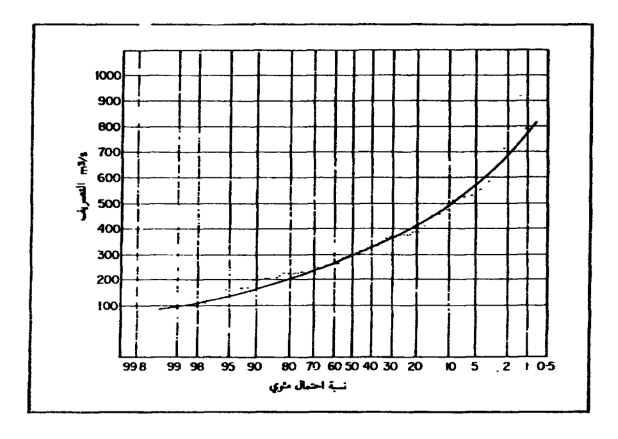
الشكل (3.9)

الجريان الأقصى اليومي السنوي لنهر (Thames) في (Teddington) 1882-1967 (شبه لوغارتمي)

(ج) طريقة أخرى هي فرض بأن الحوادث لها توزيع طبيعي وعليه وعلى ورقة احتمال طبيعي (كما في (Hazen) (66) سترسم على طول خط مستقيم. مبين هذا في الشكل (4.9). ومن الواضح أن جميع النقاط لا تقع عى خط مستقيم، وعليه فإن منحنى سطحي قد وفق المعلومات. ويجب ان يلاحظ بأن مقياس T_r أصبح الأن احتمال P. P هو الاحتمال لقيمة المتناظرة لـ Q التي تساوى أو تتزايد في أي سنة واحدة.



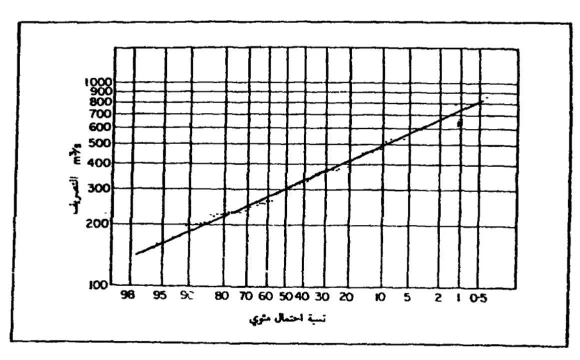
$$P = \frac{1}{T_r}$$



الشكل (4.9)

الجريان الأقصى اليومي السنوي لنهر (Thames) في (Teddington) 1882-1967 (توزيع طبيعي)

(د) إن تغير هذه الطريقة هو افتراض ان لوغاريتم المتغير Q له توزيع طبيعي ويؤدي هذا استعمال التوزيع اللوغارتمي الطبيعي أو ورق لوغاريتم ـ معدل (استعمل أولاً من قبل (Whipple) (67)). قدمت نفس المعلومات السابقة في هذه الطريقة في الشكل (5.9) ومرة أخرى يمثل الاحداثي السيني احتمال P.



الشكل (5.9)

الجريان الأقصى اليومي السنوي لنهر (Thames) في (Teddington) 1882-1967 (لوغارتم طبيعي)

(هـ) وقد اقترح باحثون آخرون طرق التي افترضت فيها توزيعات تكرارية نظرية أخر. استعمل (Gumbel (71,69,68)) نظرية قيمة ـ صارمة لتبين متواليات لقيم صارمة $x_1,x_2,...,x_n$ حيث أن النماذج متساوية بالحجم و x هو متغير ذو توزيع آسي (على سبيل المثال، أقصى تصريف لوحظ في قراءات مقاييس سنوية)، وسيكون بعد ذلك الاحتمال المتجمع P' لأي قيم n أقل من قيمة معينة لـ x (ذات فترة عودة T) تقترب القيمة

$$P' = e^{-e^{-y}}$$

حيث:

e = الأساس للوغاريتم الطبيعي

و

$$y = -\ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right]$$

بمعنى آخر، P' هي احتمال حدث غير متكرر X في T سنوات.

أو

$$T = \frac{1}{1 - P'}$$

□ ملاحظة: ترجع هذه المناقشة الى طريقة (Gumbel). ويجب على القارىء عدم التشويش مع الاستعمال الطبيعي لـ $T_r = 1/P$ حيث أن P = احتمال التكرار).

ويعرف الآن الحدث X بـ Q_T وبعد ذلك

$$Q_T = Q_{av} + \sigma(0{\cdot}78y - 0{\cdot}45) \qquad (2.9)$$

حيث:

Q_{av} = معدل لجميع القيم لـ الفيضان السنوي)، Q_m

و σ = الانحراف المعياري للمتواليات

$$\sigma = \sqrt{\left[\frac{n}{n-1}\left(\frac{\Sigma Q_m^2}{n} - Q_{av}^2\right)\right]}$$

حيث:

n = عدد سنوات التسجيل = عدد قيم Q_m

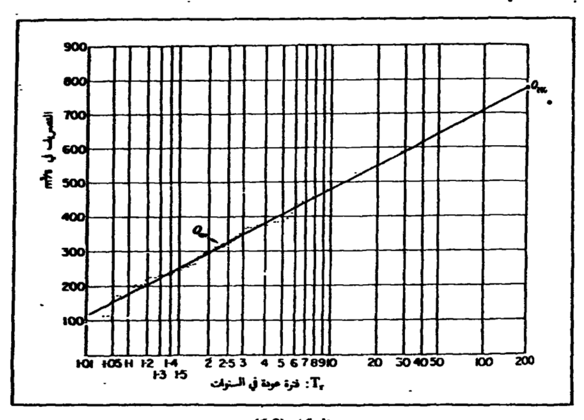
ΣQ_m^2 = مجموع مربعات لـ n من Q_m.

يعطي الجدول (3.9) قيم y كدالة لـ T

اقترح (Powell) (70) بأنه إذا أعد ورق رسم بياني والذي فيه الخطوط الأفقية متوزعة بشكل خطي وتوزيع الخطوط العمودية تعمل متناسبة لـ Y، وبعد ذلك سيرسم من المعادلة (2.9)، Q_T و T كخطوط مستقيمة. وهذا هو الأساس لورق احتمال (Gumbel -Powell)، واستعملت لرسم معلومات نهر التايمس على الشكل (6.9). وحسبت فترة الرجوع T، كـ $T = \frac{n+1}{m}$.

جدول (3.9)

T	Y	T	Y	T	Y
1.01	−1.53	5.00	1.50	50	3.90
1.58	−0.00	10.00	2.25	100	4.60
2.00	0.37	80.00	2.97	200	5.30



الشكل (6.9)

الجريان الأقصى اليومي السنوي لنهر (Thames) في (Teddington) 1882-1967 (توزيع Gumbel)

وقد رسم الخط المستقيم على هذاالشكل بين النقطتين Q_{av} و Q_{200}. تحدث Q_{av} من المعادلة (2.9) عند 0.78Y=0.45 أو Y=0.577 ، والتي تناظر سنة T=2.33. تصح المعادلة (2.9) للقيم العالية لـ n على سبيل المثال n>50، عندما تضمنت Q_{av} في 2.33 سنة على الخط خلال النقاط. تمثل النقطة Q_{200} فيضان الـ 200 سنة ويتم ايجادها بالتعويض في المعادلة (2.9) بالقيم المناسبة

$$Q_{200} = Q_{av} + 124{\cdot}56(0{\cdot}78 \times 5{\cdot}30 - 0{\cdot}45) = 778\ m^3/s$$

استعرض التوافق بين المعلومات المرسومة والخط النظري لـ (Gumbel) ويجب أن لا يستعمل ورق (Gumbel) للمتواليات الجزئية التي ترسم عادة بشكل أفضل على ورق نصف لوغارتمي، كما استعملت في الشكل (3.9).

من الرسوم التي قدمت في الأشكال (6.9-2.9)، ربما يبدو هناك قليل للاختيار بين ورق الرسم المعين المتوفر. هذا هو دائمًا الحالة ويجب أن يستعمل الباحثون أي توزيع كان يجعل اعمالهم في التوافق والاستنتاج أبسط والمستقيم له أفضل توافق.

الخلاصة المقتضية السابقة ضرورية للرسم البياني لحوادث الفيضان للطرق المختلفة، في الاستعمال الجاري. يجب أن يرجع إلى البحوث الأصلية للنظريات الأساسية والمعاملات الأكثر شمولية متوفرة في (73,72).

4.9 جيل المعلومات المصطنعة: (Synthetic data-generation)

إن أحد المشاكل الدائمة للهايدرولوجست هي المعلومات غير الكافية، سواء سيكون مطر أو، دائمًا، ملاحظات تصريف. إذا كان الهايدرولوجست يرغب التكهن بجريان فيضان للقيمة الكبيرة نسبياً وبالتالي فترات رجوع كبيرة، ربما سيجد بأنه يمتلك عقداً أو عقدين من الملاحظات اليومية التي تمثل التصاريف. وباستعمال متواليات سنوية ربما تنتج هذه التسجيلات 20 أو 30 نقطة ومن الواضح هناك شكوك لتكهن بحوادث نادرة بمستوى 100 سنة فيضان. وباستعمال قراءة واحدة فقط أو اثنتين من تلك القياسات من كل تسجيل سنة، ستترك كمية هائلة من المعلومات من خواص تصريف الجابية غير ملموسة. ألا تحوي هذه الكمية من روتين الملاحظات دليلاً، ليس عن تجاوب الجابية للمطر فقط، ولكن عن حدوث المطر نفسه؟ وبدراسة المبادىء الطبيعية للاختلاف في التصريف، وحتى في التصاريف الواطئة، ربما من الممكن استخراجهم، وعملاً بعشوائيتهم وبطرق غير مترابطة، وينتج إذن بشكل اوتوماتيكي المتواليات التي تظهر الاختلاف الذي تبينه المعلومات الطبيعية.

وبمجيء الحاسبات الالكترونية ذات القدرة الفائقة هيأت أجوبة لتلك الأسئلة وذلك لتحليل واستخراج المعلومات المصطنعة وبكميات كبيرة. وبينما تعتمد نوعية جيل المعلومات المصطنعة على طبيعة المعلومات الأصلية، وتعمل الطريقة على استعمال كل المعلومات المتوفرة فضلاً على الجزء الصغير جداً منها والذي بشكل قيم متطرفة،

تعتمد الطريقة المنتجة صناعياً وقت ـ متواليات جوهرياً على استعمال التسجيلات التاريخية كنموذج للمجتمع الكلي، بينما تعتبر الطرق التقليدية التسجيلات بأنها المجتمع الكلي. ويعقب ذلك بأن التصاميم سترتكز على التخمينات التي ستحدث بدلاً من التي حدثت.

ربما تحوي متواليات أي وقت للقيم الملاحظة على عنصر شائع (Trend Component) وعنصر دوري (Periodic component) وعنصر ستوكاستيكي (Stochastic component). إن العنصرين الأوليين هما في الطبيعة، وبمعنى آخر، هما ليسا غير معتمدين لوقت عندما تبدأ المتواليات ولا علّ طول المتواليات، بينما العنصر الستوكاستيكي ثابت، بمعنى آخر، إن إحصاء النموذج لا يختلف عن احصاء المجتمع (عدا الاختلاف الحاصل نتيجة لمتغيرية اخذ النموذج) وهم غير معتمدين ـ الوقت.

إذا أزيل كل من العنصر الدوري والعنصر الشائع من المتواليات، فسيبقى عنصر ستوكاستيكي ثابت. سيحوي هذا العنصر على عنصر عشوائي وربما يحوي أو لا يحوي على عنصر الارتباط. تصف متواليات الارتباط كيفية كل حد في المتواليات متأثر بما حدث سابقاً، على سبيل المثال، صيف كثير المطر ربما يؤدي إلى جريان خريفي أعلى من المعدل. وعلى هذا الأساس، يجب أن يفرز ويحدد العنصر العشوائي ومنشأ الارتباط للعنصر الستوكاستيكي.

لحد الآن جزئت متواليات الزمن وفحصت اجزاؤها المختلفة. وأعيدت صياغة كل من الأجزاء بواسطة تظاهرة رياضية باستعمال أرقام عشوائية الحدوث، متواليات (Markov) ومعاملات التوافق المتسلسلة الخ، بضمنها الاعادة للعناصر الدورية والشائعة. إن النمط الذي عمل من الممكن استعماله لعمل معلومات مصطنعة لأي من الكميات المرغوبة، واستعملت المتواليات المنتجة لتخمين أحداث N ـ سنة معين كما لو كانت المعلومات مسجلة.

5.9 بيانات المطر ومخطط الماء القياسي:

(Rainfall data and the unit hydrograph)

إن في استعمال مخططات الماء القياسية للتنبؤ الهيدرولوجي فمن الضروري أن تقرر كمية المطر الصافي التي ستستعمل، طالما من الممكن تعديل مخطط الماء ليناسب طول العاصفة المختارة (القسم 5.7). وهذه ليست عملية بسيطة وهي أحد المواضيع

الوثائقية الأخيرة في المراجع الهيدرولوجية. والسبب لهذا هو بشكل رئيس أن تشغيل المطر المستعمل لمخطط قياسي ينفذ لعدة أسباب مختلفة. ربما يتضمن تصميم وإنشاء مشاريع مختلفة تخمين لعدة فيضانات مختلفة. على سبيل المثال، يرغب مصمم السد أن يعمل مسيل السد كبيراً وواسعاً حتى أن لا تهدد أمانة السد خلال فترة عمره. ويرغب منشىء السد أن يعرف عن ماهية المخاطرة التي يتحملها لفيضانات مختلفة حادثة في الـ 3 أو 4 سنوات والتي ربما ترتفع في قناة النهر، وعليه يجب أن يحدد قياس كل من الأنضاب والنفق بشكل اقتصادي. أما مهندس حماية الفيضان فيرغب بأن لا تكون السداد يتفوق عليها الفيضان أكثر عادة من تكرار تصميمي والذي اعتبره المهندس كحد اقتصادي، وربما ليس كل هذا إذا أخذ بنظر الاعتبار حياة البشر. ويرغب مدير ميناء النهر أو مصب لنهر أن يعرف عمق الماء الذي يستطيع الاعتماد عليه في ملاحة القناة وهكذا. ربما من المرغوب في أحد أو جميع تلك الحالات اختيار مطر تصميمي لتكرار ومقدار معين وتطبيقه على مخطط جابية كمصدر لتنبؤ الجريان. وهذا وارد من الناحية العملية لأن يوجد في عدة مناطق من العالم قياسات لمطر لفترة طويلة معقولة في حين وجود قياسات للسيح لفترة قصيرة ومتفرقة.

فيجب أن تختبر قياسات المطر وتعمل تحليلات متكررة لحدوث 24 ساعة أعماق مطر معينة. تعمل قياسات المطر أكثر من هذا بصورة مستمرة وقلما عملت غير ذلك برغم أن العواصف المطرية الشديدة جداً تبقى بشكل متكرر لفترات اقصر. وتعتمد كثيراً على حجم الجابية. فإذا كانت كبيرة جداً، فإن تكرارات 24 ساعة ربما تكون مناسبة لاختيار مطر تصميم. وفي كثير من الأحيان، مع ذلك، ستمثل فترات المطر القصيرة ذات الشدة العالية خطورة فيضان أكبر ويجب أن تعمل جهوداً لإيجاد معلومات ذات فواصل قصيرة، أو البدء في قياسها بواسطة مقياس حقيقي في أقرب وقت من ابتداء عمليات تحري المشروع. وربما تعمل تحديدات للمعلومات بواسطة تسجيل التكرارات مع اعماق المطر المعينة التي تحدث في فترات 96 ساعة، 72 ساعة، 48 ساعة و 24 ساعة. هناك كثير من المعلومات المتوفرة حالياً، من مصادر أميركية (74,75,76,77,78) والتي هي موجهة بشكل طبيعي إلى الجابيات الأميركية، والتي هي ملائمة للاستعمال في مكان آخر بشيء من الحذر. في بريطانيا، يجب أن يرجع إلى تقرير دراسة الفيضان (Flood study Report) (79). تسمح اسهام دائرة الأنواء الجوية لهذا التقرير تخمينات لكميات المطر المتوقعة التي ستعمل لأي منطقة في بريطانيا

مع فترة رجوع معطاة لاستدامات من 15 ثانية إلى 30 يوم. ومن الممكن الحصول على عوامل تخفيض والتي تطبق على نقطة مطر للحصول على مطر حقيقي لنفس فترة الرجوع، لاستدامة مطر من 2 دقيقة إلى 8 يوم وللمساحات من 1 و 10,000 كيلومتر مربع.

وربما يرجع إلى بحث (Bleasdle) (80) وأمطار بريطانيا (81).

تتضمن عملية استعمال مخطط الماء القياسي الخطوات التالية:

(أ) إجراء اختبار لجميع المعلومات الوثيقة الصلة بالموضوع (بضمنها تحليلات التكرار)، في الحالة العملية، أي تسجيلات حقيقية للمطر، واختيار لاحق لكل المتساقطات التي تساقطت، في أخذ اقرار للاهتمام الشخصي، والتي تحدث في فترة زمنية قصيرة معقولة على الجابية ذات العلاقة.

□ ملاحظة: في حالة أن الجابية كبيرة ومن الممكن ملاحظة أن المتساقطات غير منتظمة قد حدثت أو تحدث، فيجب تجزئة الجابية إلى جابيات ثانوية ويجب أن تعطى كمية للمتساقطات لكل من تلك الجابيات الثانوية.

(ب) يجب أن تطرح جميع الضائعات من كمية المتساقطات الكلية، التي اختيرت في النهاية. وسيتضمن هذا الاعتراض والارتشاح (والذي أخذ بنظر الاعتبار العجز في رطوبة التربة) والتبخر ـ النتح. (انظر الى القسم (4.4) والفصل الثالث).

(ج) تطبق المحصلة الصافية، أو المطر المؤثر على مخطط الماء القياسي المعدل إلى أساس ـ وقت صحيح، ويحصل المحور الرأسي لمخطط الماء الناتج. إذا أخذ بنظر الاعتبار أكثر من مخطط الماء فيجب أن تقرر مسافات المطر المؤقتة، عادة، وليس بضرورة، للحصول على الحد الأقصى من الاحداثيات الرأسية التوافقية.

(د) يجمع الآن الجريان الأساس، والذي خمن بشكل منفصل، ليعطي سيح العاصفة الكلي.

إن اختيار (.s.m.d) والذي ربما تسقط عليه العاصفة المصممة هو ذو مغزى من الناحية العملية. ليس من المعقول دائماً أن يفترض مقدماً جابية مشبعة بالماء وربما يستعمل منحنى سعة الارتشاح الفرضي، معامل Ø أو منحنى التوافق المتحد المحاور مع أخذ ذلك بنظر الاعتبار (على سبيل المثال الشكل (7.4)).

6.9 علم الأنواء الجوية ـ المائية: (Hydro-Metrology)

وجدت زيادة خلال 25 سنة الماضية في استعمال علم الأنواء الجوية، مع الهيدرولوجيا، من قبل المهندسين المهتمين بمصادر الماء وسيطرة الفيضان. إن تنمية هذا الاتجاه هو نتيجة الاتجاه لاستعمال قيم مطرية كبيرة لأجل تطبيقها على مخطط الماء القياسي، والتي هي أداة فائقة في تخمين في الفيضانات المهددة المستعملة في تصميم منشآت سيطرة الماء. وبشكل مباشر وآني، ستواجهه المشكلة ما هو كبر «الكبير»؟ إن الاحتياج هو تصريف الحد الأعلى للمتساقطات المحتملة بشكل أكثر دقة من ذلك الممكن إيجاده بالطرق الاحصائية (مبني على ما هو نسبي على تسجيلات قصيرة) ذلك يرشد إلى التحريات التي تعطي كمية الماء التي تخزن في العاصفة.

ان علم الأنواء الجوية المائية مثل عدة تقنيات هيدرولوجية اخرى، استحدثت بشكل رئيس في الولايات المتحدة وتبدو بشكل معقول، إذن، لمناقشتها بشكل سطحي استعملت هنا. هيأت دائرة المحاصيل الأميركية ثلاثة أصناف من تخمينات الفيضان تحت العناوين التالية:

(أ) تحليلات احصائية لتسجيلات جريان جدول. عملت هؤلاء بشكل رئيس على أساس إقليمي على طول الخطوط المشروحة في القسم (2.9). واستعملت بشكل رئيس في تقييم معدل الربح السنوي على طول فترة، كنتيجة لتنفيذ مشاريع معينة.

(ب) تخمينات فيضان مشروع قياسي (SPF). إن تلك التخمينات للفيضانات تحدث في أكثر الأحيان من اتحاد ظروف مناخية وهيدرولوجية قاسية جداً والتي هي بشكل معقول تخص المنطقة الجغرافية تحت الاعتبار، لكن استثناء الاتحادات النادرة إلى أبعد الحدود. هذا مبدأ لكنه موضوع متعذر إجتنابه. إن الفرق بين «نادر إلى أبعد الحدود» و«نادر» والقرارات حول ما هو «معقول» بشكل طبيعي يتبع القرار وقد سبب ماقشة (بدون حل) قبل (82).

(ج) تخمين الفيضان الأقصى المحتمل (MPF).

تختلف تلك التخمينات عن (SPE) والتي فيها تضمن للحوادث النادرة جداً، أو ما هو يسمى في المراجع البريطانية بـ «الفيضان الفاجع»، والذي هو عادة محصور في تصميم الهدار في السدود الكبيرة.

إن كلاً من تخمينات (SPF) و (MPF) أمثلة للنزعة الحديثة المستمرة، يعتمد على علم الأنواء الجوية لتخمين الفيضانات الكبيرة جداً. تأخذ بنظر الاعتبار هذه الطريقة الخاصة بالأنواء الجوية تلك الشروط الفيزياوية للجو في مناخات معينة والتي تمثل الحد الأقصى في انتاج المطر. ويحتاج المتغير في هذه الشروط في القيمة والفصل والتوزيع المؤقت والتكرار أن يخذ بنظر الاعتبار.

المتساقطات القصوى المحتملة (PMP). يبدأ مهندس علم الأنواء الجوية المائية من المقدمة المنطقية التي إذا كان بالمستطاع تخمين الكميات الكبرى للمطر التي من الممكن أن تسقط على جابية معينة في وقت معين، فعليه يهيء تخمين للفيضان الأقصى المحتمل من تطبيق هذا المطر مع تقليل مناسيب للضائعات على مخطط الماء القياسي للجابية. هذا هو أفضل تخمين لـ (MPF) من تحديد لقياسات الجريان، إلى 20 أو 30 مرة من فترات الملاحظة، بواسطة تطبيق التوزيعات الاحصائية.

إن المتطلب الضروري للمتساقطات هو تجهيز لهواء رطب. تقاس كمية رطوبة الهواء بدرجة حرارته ونقطة الندى، والتي هما ملاحظات جوية قياسية ودائماً تكون متوفرة في الجابية التي فيها بضع من قياسات الجريان. ومن الممكن إيجاد كمية الماء في الجو في أعلى الجابية من الفرضية لمعدل انخفاض الادياباتكي المشبع (انظر القسم 3.2) أو بواسطة ملاحظات حقيقية لبالون المناخ. والكمية عادة بين 20 ملمتر و 80 مليمتر بالعمق. يتساقط هذا الماء بواسطة التبريد، والذي هو منجز تقريباً ودائماً بواسطة حركة عمودية، تتحدد كتلة الهواء أدياباتيكياً، وعليه تطلق الرطوبة الساقطة حرارة كامنة، والتي تعجل الحركة العمودية. والعملية هي محفزة لنفسها وفي بعض الحالات النادرة تكون هي مسببة الى «انفجار السحب» للعواصف الرعدية القاسية. وكذلك ربما تكون الحركة العمودية من جراء تأثيرات جبالية أو جبهوية كما شرحت في القسم (6.2).

ربما يقاس الجريان الداخل للهواء الرطب في قاعدة عمود عاصفة صاعدة بواسطة ملاحظات لسرع الريح حول السطح الخارجي للعاصفة. وتنتج تلك الملاحظات معلومات عن كمية الماء التي ربما تدخل إلى عمود العاصفة من ثم تتساقط. وربما تستنتج المعلومات من مخططات جوية شاملة إذا كانت مبنية على شبكة محطات ملاحظة كثيفة بشكل مناسب.

- من تلك الملاحظات لرطوبة الهواء (من خلال نقطة الندى ودرجة الحرارة) وجريان الهواء الداخلي (من خلال سرعة الرياح والضغط الجوي) ربما يحصل على «معامل جريان رطوبة العاصفة» (Storm moisture in flow index) وقد شرحت هذه الطريقة في مساحات مختلفة من العالم (85,84,83,78) ربما تشتق قاعدة لفصول منفصلة أو أشهر بأخذ أقصى التسجيلات الفصلية أو الشهرية لرطوبة الهواء وجريان الهواء وبفرض أنهم يحدثون في وقت واحد. وربما تقارن تلك بالعواصف التاريخية التي حدثت في الجابية أو في مناطق اخرى مشابهة الأنواء الجوية. وعلى هذه الطريقة ربما يبقى نظام من المعلومات حول العواصف التاريخية وتقارن مع القاعدة الافتراضية.

يشتق (PMP) ربما من القاعدة الافتراضية بأخذ ذروة غلاف المنحنى الذي يغطيهم. في بعض الوقت يجادل بأن العناصر المستعملة نفسها يجب أن تعرض لتحليل تكراري قبل اختيار لـ (PMP). والجدير بالذكر، يفرض مقدماً هذا بأن العمليات الفيزياوية للعواصف المنتجة للأمطار هي حوادث عشوائية والتي تستطيع أن تحدث في كميات مختلفة بشكل واسع. وربما هذا ليس حقيقياً إلى حد كما هو للمتساقطات المسجلة في مقياس مطر أو فيضان في نهر. وكذلك بأخذ القيم القصوى المعلومة للعوامل المحددة وبجمعهم في فضاء حول الجابية، ينسخ صداً فترة الرجوع. والطريقة هي حتمية اكثر من كونها احصائية.

إن هذا الموضوع تحت تطوير مستمر في علة دول وبدون شك ستستخرج أكثر تقنيات دقيقة في الوقت الحاضر.

تطبيق عام للمعلومات: قد تم تحليل علة عواصف كبيرة، وبشكل خاص في الولايات المتحدة، وقد تم نشر القيم القصوى لعمق المطر لاستدامات ومناطق مختلفة (86,76,75). وعرضت مثل هذه المعلومات على شكل مجموعة من المنحنيات وكل منهم يمثل عمق المطر المرسوم بيانياً على محاور مستطيلة لاستدامة عاصفة بالساعات ومساحة عاصفة بالأميال المربعة. وهؤلاء دليل نافع لتحديد القيم لكن يجب أن يستعمل بحكمة لجابيات معينة، طالما الطوبوغرافية والارتفاع وكذلك المناخ ربما يعدل النتائج الممكن تقديرها لمناطق أخرى.

وعلى ضوء هذا القسم فمن الأهمية تسليط الضوء مرة أخرى على نقطة الأمطار القصوى العالمية والتي ذكرت في القسم (5.6). يقترح (Paulhus) (87) بأنه إذا رسم

المطر في رسم بياني ضد الاستدامة، وكل من المقاييس تكون لوغارتمية، فتقع نقطة الملاحظة العظمى العالية للأمطار على أو تحت خط مستقيم معادلته هي:

$$R = 415\,D^{0.475}$$

حيث أن R كمية المطر بالملمترات و D الاستدامة بالساعات.

واقترح (Bleasdale) علاقة بسيطة

$$R = 388\,D^{\frac{1}{2}}$$

والتي هي ذات توافق جيد ومعقول وسهلت الحسابات، وأشر كذلك بأن القاعدة البريطانية تقع أيضاً قريبة من الخط المستقيم على نفس المخطط، ولها قيم قريبة من ربع القيمة العالمية.

وعلى أية حال، فمن المحتمل بأن العلاقة البسيطة المعروضة تمثل تمليس لعدة علاقات معقدة ومتداخلة ومن الطبيعي سيكون ليست من الحكمة أن تستعمل قيم الخط المستقيم في مساحات أو على الجابيات التي تبين التسجيلات تساقطات تقع بشكل جيد تحت تلك في مكان حدوث القاعدة.

7.9 الطبيعة الدورية للظاهرة الهيدرولوجية:

(The cyclical nature of hydrological phenomena)

فرض في جميع الأقسام السابقة في هذا الكتاب أن العمليات التي شرحت ودرست بنيت على شروط فيزياوية غير متغيرة. على سبيل المثال في تحليل التكرارات فرض أن الحوادث التي تحدث في 50-100 سنة الماضية من الممكن استعمالها للتكهن الاحتمال لحوادث مشابهة تحدث في المتسقبل. يعترض على هذا الافتراض في وقت لآخر لكن نادراً ما أثبت العكس.

هذا يسبب على الأقل جزء من الأفكار الخاطئة حول ما يقتضي الدوري ضمناً، عندما يشارك مع الحوادث الهيدرولوجية. إن تضمين الدورية في الفكرة الهيدرولوجية هو أرجحية قيم معينة لحوادث عشوائية تظهر أكبر في اوقات معينة من

يرها. في كلمات اخرى، يوجد تغير دوري في الاحتمالات، أكثر من حوادث.
هذا لا يعلن أنه لا مجال للبحث في احتمال الحوادث القصوى (على سبيل المثال)
لحادثة في اوقات عندما تكون احتمالاتها اقل.

شرح (Brooks) و (Curruthers) (89) الدورية لمطر سنوي في انكلترا والذي يبلد له فترة 51.7 سنة. استمروا لبيان أن الاحتمال لسنة ممطرة كانت تقريباً ضعف ذلك لسنة جافة قرب الدورة العظمى لـ 51.7 سنة بينما قرب الحد الأدنى كانت أقل من النصف. وكان هذا صحيحاً برغم أن كلاً من السنوات الجافة والممطرة حادثة في أوقات متشابهة لاحتمال الحد الأدنى.

ويبدو غير جدي تطبيق طرق احصائية لاشتقاق احتمال حدوث حوادث معينة دون الأخذ بنظر الاعتبار بأن عمليات معينة هي عوامل مسببة جزئياً لتلك الحوادث، والتي ربما توضح للاحتمالات الدورية نفسها، ولتعديل اشتقاق الاحتمال لدرجة معينة. بالرغم من ذلك فإن الفرضية لاستعمال مثل تلك المعلومات ربما يكون نادراً. وبهذا الخصوص يجب أن يبحث عن أي تحليل احتمال قصير ــ الفترة حيث أن فضاء الوقت متشابه للمعلومات المشتقة.

بين (Cohrane) (96)، في تحليل هيدرولوجية بحيرة وجابية (Nyasa) توافق بين معدل تغير كلفة الشمس (Sunspots) وكمية الماء الحر في بحيرة (Nyasa) (يعني الاصطلاح «الماء الحر». . . إلى الجريان السطحي المتخلف من الجابية والمخزون في البحيرة، بعد أن طرحت جميع الضائعات من المطر). يعطي (Cochrane) في بحث آخر (91) عدة مراجع لتأكيد خواص الحالة الدورانية في الظاهرة الهيدرولوجية، التي تخص اعمالاً في عدة مناطق من العالم. إن اختياراً هادئاً للبراهين يؤدي بالمؤلف الحالي إلى الاستنتاج بأن الدورانية في الظاهرة الهيدرولوجية موجودة وبرغم ذلك فهمناها بشكل ناقص لحد الآن.

تمارين عامة

إن بعض التمارين التالية ظهرت في امتحانات جامعة (Salford) (الهندسة المدنية) ونشرت بعد أخذ موافقة الجامعة.

تمارين الفصل الثاني:

1.2 درجة حرارة كتلة هواء 28^0C ورطوبتها النسبية 70%. أوجد:

(أ) ضغط البخار المشبع؛

(ب) عجز التشبع؛

(ج) ضغط البخار الحقيقي في m bar و mm Hg؛

(د) نقطة الندى؛

(هـ) درجة حرارة البصلة المبتلة.

2.2 ناقش العلاقات بين العمق، الاستدامة ومساحة المطر لعواصف معينة.

3.2 الأرقام التالية هي المطر السنوي لأربع محطات في (Derbyshine). ولم تستحدث قيم المعدل لـ (Cubley) و (Giggin School).

	المعدل (mm)	1959	1960
Wirksworth	901.7	680.7	1234.4
Cubley		495.3	1077.0
Rodsley	795.0	548.6	1069.3
Biggin School		840.7	1376.7

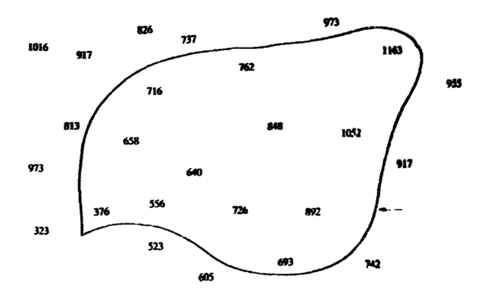
(أ) افترض ان الانحراف من الطبيعي متساو لجميع المحطات. إن تنبؤ (Rodsley) «المعدل السنوي» من ذلك في (Wirksworth) وستان في التسجيل. قارن النتائج مع القيم المستحدثة.

(ب) تنبأ بالمعدل السنوي لـ (Cubley) و (Biggin School) باستعمال كل من معلومات (Wirksworth) و (Rodsley).

(ج) علق على الفرضية في (a). هل هي معقولة.

4.2 إن إحدى اربع القراءات الشهرية لكمية المطر على جابية معينة حصل فيها خطأ في شهر معين بينما كانت القراءات الثلاث الأخرى هي 37، 43 و 51mm على التوالي. إذا كان المعدل السنوي للمتساقطات لتلك المحطات الثلاث هي 726، 752 و 840mm على التوالي المحطة العاطلة 694mm ، خمن القراءة الشهرية الناقصة للمحطة الأخيرة.

5.2 أحسب المعدل السنوي لكميات الأمطار، في mm عمق، على مساحة الجابية المبينة في الشكل ادناه بواسطة



(i) بالمعدل الحسابي
(i) طريقة Theissen
(iii) برسم خطوط التماطر.

علق على تطبيق كل طريقة.

6.2 ناقش عملية نصب مقاييس المطر على الأرض وعلق على تأثير الرياح وسقوط المطر غير العمودي على السقاطة.

7.2 المتسقاطات السنوية في مقياس مطر X والمعدل السنوي للمتساقطات في 20 مقياس مطر حول المنطقة مبينة في الجدول أدناه.

(أ) اختبر تناسق معلومات المحطة X.

(ب) متى حدث تغير في النظام.

(ج) عدل المعلومات وأوجد مقدار الفرق الذي يؤديه التعديل إلى المعدل السنوي للمتساقطات في المحطة X خلال 36 سنة.

السنة	المتساقطات السنوية mm		السنة	المتساقطات السنوية mm	
	المحطة X	معدل 20 محطة		المحطة X	معدل 20 محطة
1972	188	264	1954	223	360
1971	185	228	1953	173	234
1970	310	386	1952	282	333
1969	295	297	1951	218	236
1968	208	284	1950	246	251
1967	287	350	1949	284	284
1966	183	236	1948	493	361
1965	304	371	1947	320	282
1964	228	234	1946	274	252
1963	216	290	1945	322	274
1962	224	282	1944	437	302
1961	203	246	1943	389	350
1960	284	264	1942	305	228
1959	295	332	1941	320	312
1958	206	231	1940	328	284
1957	269	234	1939	308	315
1956	241	231	1938	302	280
1955	284	312	1937	414	343

8.2 يجب أن ترسم المعلومات لمعدل الـ 20 محطة للسؤال (7.2) على خط بياني كمتسلسل زمني. وبعد ذلك ارسم معدلات متحركة لـ 5 سنوات وانحرافات سنوية متجمعة من معدل 36 سنة. هل هنا اثبات للدورية أو اتجاه معين؟

9.2 في موقع معين، توجد تسجيلات لسرعة الرياح لفترات طويلة للقياسات على ارتفاع 10 و 15m فوق سطح الأرض. لحسابات معينة للتبخر، هناك حاجة للسرعة على ارتفع 2m ، فعليه هناك حاجة لتمديد التسجيلات ذات المدى الطويل إلى مستوى 2m. لمجموعة واحدة من المعلومات، السرع على 10 و 15m كانت 9.14 و 9.66m/s على التوالي.

(أ) ما هي قيمة الأس التي تربط السرعتين والارتفاعات؟

(ب) ما هي السرعة التي تستنتجها عن ارتفاع 2m؟

10.2 يسجل مقياس مطر تساقط مقداره 9mm في 10 دقائق.

(أ) ما هو التكرار الذي تتوقعه لمثل هذا التساقط على منطقة معينة في بريطانيا.

(ب) ما هو حجم المطر الكلي المتوقع أن يسقط على مساحة 3 كيلومتر مربع حول المقياس.

11.2 ما هو أقصى مطر ــ يوم واحد متوقع في بريطانيا للفترة 50 سنة في موقع X (المعدل السنوي للمطر 1000mm) وللفترة 30 سنة في موقع Y (المعدل السنوي للمطر 1750mm)؟

12.2 ما هو معدل المطر على مساحة 8 كيلومتر مربع خلال عاصفةتستغرق 30 دقيقة وتكرار مرة واحدة في 20 سنة في:

(أ) Oxford

(ب) Kumasi.

هل يحتاج الجواب لـ (ب) توضيح؟

تمارين الفصل الثالث:

1.3 أوجد التبخر من سطح ماء حر باستعمال مخططات معادلة (Penman) للحالات التالية:

U_2	n/D	h	درجة الحرارة	الشهر	الموقع
1.2m/s	0.5	0.5	18^0C	تموز	Amsterdam (52^0N)
12.5m/s	0.3	0.8	4^0C	كانون الثاني	Seattle (47^0N)

2.3 استعمل مخططات معادلة (Penman) للتكهن بالتبخر ــ النتح الكامن اليومي لحقل زراعي على خط عرض 40^0N في شهر نيسان، تحت الظروف التالية:

معدل درجة حرارة الهواء = 20^0C معدل h=70%

غطاء السماء = 60% غائم معدل U_2=2.5m/s

نسبة التبخر ــ النتح الكامن إلى التبخر الكامن = 0.7

3.3 أحسب التبخر ــ النتح الكامن باستعمال معادلة (Thornthwaite) للموقعين A و B حيث أن الظروف المناخية بالشكل التالي:

	A	B	% ساعات النهار إلى السنة في A		A	B	% ساعات النهار إلى السنة في A
كانون الثاني	−5	−2	6	تموز	19	16	11
شباط	0	2	7	آب	17	14	10
آذار	5	3	$7\frac{1}{2}$	أيلول	13	10	$8\frac{1}{2}$
نيسان	9	7	$8\frac{1}{2}$	تشرين اول	9	8	$7\frac{1}{2}$
أيار	13	10	10	تشرين ثاني	5	3	7
حزيران	17	15	11	كانون الأول	0	0	6

(أ) في A لشهر نيسان (معدل درجة الحرارة = 10^0C) وفي شهر تشرين الثاني (معدل درجةالحرارة = 3^0C).

(ب) في B لشهر حزيران (معدل درجة الحرارة = 20^0C) وفي تشرين الأول (معدل درجة الحرارة = 8^0C).

في A معدل عدد الساعات بين شروق الشمس وغروبها هو 13 لشهر نيسان و 9 لشهرتشرين الثاني. في B الأرقام هي 14 لشهر حزيران و10 لشهر تشرين الأول. استعمل تبسيطات (Serra) لـ A والمخططات لـ B.

4.3 إن أقصى كثافة للماء في درجة حرارة 4^0C، وتكون الكثافة أقل في أعلى أو أوطأ من هذه الدرجة. أفرض بحيرة عميقة في مكان حيث تهبط درجة الحرارة تحت 4^0C في الشتاء.

(أ) أشرح ما سيحدث للبحيرة في الربيع والخريف؟

(ب) ما هو تأثير ما يحدث على

(i) الفترة الفاصلة بين درجة حرارة الهواء والماء؟

(ii) معدل التبخر في فصول السنة المختلفة؟

(ج) هل سيوجد فرق إذا لم تهبط درجة الحرارة في الشتاء تحت 4^0C وإذا كان الايجاب فلماذا؟

5.3 أحسب لموقع A (سؤال 3.3) الاستهلاك المائي لمحصول الطماطة خلال فصل الانبات من حزيران وإلى تشرين الأول إذا كان معامل الاستهلاك المائي المناسب 10% أقل من ذلك لكالفورنيا.

6.3 أشرح محاسن ومساوىء حوض التبخر النصوب على سطح الأرض (على سبيل المثال نوع A) مقارنة بذلك المغمور في الأرض.

7.3 صغ ميزانية ــ الماء لـ 100 وحدة مطر تسقط إلى غابة صنوبرية في مناخ بحري معتدل. اشرح العمليات المتضمنة وأشر الى نسب المطر التي تصبح في ضمن كل منها.

8.3 أشرح بالشكل الكامل نظرية (Penman) للتبخر لسطح ماء مفتوح. وبين كيف كل من العوامل المستعملة تؤثر على التبخر؟ وأشرح كيف تختلف النظرية عن بقية صيغ التبخر؟

9.3 يقع خزان كبير على خط عرض 40⁰30′N. أحسب التبخر السطحي الشهري والسنوي للخزان من المعلومات المعطاة باستعمال مخططات نظرية (Penman). إذا كان مقدار التبخر من حوض التبخر نوع A في الخزان للسنة هو 1143 mm أحسب معامل حوض التبخر. افرض أن المتساقطات على البحيرة كما هو معطى ويمثل السيح مقدار الفائض المحتوم من هذه المتساقطات خلال الفيضانات، ما هو الفقدان الصافي السنوي المتوقع من الخزان لمساحة كيلومتر مربع من السطح في متر مكعب لليوم؟

ما سيكون التغير في التبخر لشهر تموز إذا كان الخزان في 40⁰s؟

السيح mm	المتساقطات mm	السحب المغطية	معدل سرعة الرياح m/s	نقطة الندى °C	معدل درجة حرارة الهواء °C	
—	51	5·9	0·8	7·8	14·4	تشرين الأول
23	99	7·2	1·3	1·7	8·3	تشرين الثاني
43	102	9·5	1·7	2·2	3·9	كانون الأول
58	117	8·7	2·1	1·9	2·2	كانون الثاني
20	91	6·3	2·2	1·4	2·2	شباط
12	69	5·1	1·3	1·1	4·4	آذار
—	51	3·4	1·1	3·3	8·9	نيسان
—	28	2·6	0·9	10	15	أيار
—	3	0·2	0·8	15·6	20	حزيران
—	0	0·1	0·75	16·7	23·9	تموز
—	0	0·0	0·7	17·8	22·8	آب
8	20	1·5	0·75	12·8	17·8	أيلول

تمارين الفصل الرابع:

1.4 ناقش تأثير انحدار الجابية وشدة المطر على معدلات الرشح تحت مطر ثابت.

2.4 أشرح تأثير الغابات والزراعة على الماء الأرضي. قدم دلالة لصالح وضد
(أ) تربية الماشية
(ب) زراعة المحاصيل
(ج) عمل الغابات
على جابية فيها خزان ماء مستعمل

3.4 يعطي الجدول أدناه كمية المطر في الساعة لثلاث عواصف والتي أعطت ارتفاع للسيح معادل إلى 14، 23 و 18.5mm على التوالي. أوجد معامل Ø للجابية.

الساعة	العاصفة 1 mm	العاصفة 2 mm	العاصفة 3 mm
1	2	4	3
2	6	9	8
3	7	15	11
4	10	12	4
5	5	5	12
6	4		3
7	4		
8	2		

4.4 لماذا طريقة طرح معدلات الرشح من شد المطر لإيجاد مخطط ماء للسيح غير مطبق على احواض أنهر طبيعية كبيرة؟

5.4 معامل المتساقطات السابق لمحطة كان 53mm في يوم 1 تشرين الأول و 55mm مطر في 5 تشرين الأول و 30mm في 7 تشرين الأول و 25mm في 8 تشرين الأول.

أحسب API:

(أ) ليوم 12 تشرين الأول، إذا كان k=0 85.

(ب) لنفس التاريخ مع فرض عدم وجود تساقط مطر.

6.4 استعمل العلاقة المتحدة المحاور في الشكل (7.4) لإيجاد كيف يتغير السيح في هذا النهر فصلياً؟ أفرض بأن خلال الأسبوع رقم (1) تحدث عاصفة لـ 125mm وتستغرق 72 ساعة. قارن ما يحدث مع تأثير نفس العاصفة في الأسبوع رقم 25، إذا كان API لكل حالة هو 37.5mm . اقترح أي فصل من السنة الأسابيع هي في وبين؟ لماذا يجب أن يكون هناك اختلاف في السيح؟

تمارين الفصل السادس:

1.6 يعطي قياس نهر $Q=4010m^3/s$. أخذ القياس 3 ساعات وخلاله هبط المقياس 0.15 m . وكان انحدار سطح النهر في موقع القياس في الوقت 8mm في 500m، ويقرب المقطع العرضي للنهر لمستطيل ضحل 200m عرض في 11m عمق. ما قيمة التصريف المعدل التي ستستعمل؟ وما هي قيمة n في صيغة (Manning) التي تحصل؟

2.6 عملت ملاحظات التصاريف التالية على نهر. استعمل طريقة (Boyer) لتعديل الأرقام لتغير الانحدارات لانتاج حالة ثابتة من التصريف لمنحنى التقدير للنهر.

الارتفاع + أو الهبوط - m/hr	التصريف المقاس $m^3/s\times1000$	ارتفاع المقياس (m)
—	1.42	3.17
—	1.84	3.72
—	2.18	4.24
—	2.27	4.36
—	4.25	6.80
− 0.098	5.10	8.32
+ 0.244	6.46	8.56
+ 0.160	7.25	9.39
− 0.110	6.37	9.94
− 0.108	7.11	10.73
+ 0.105	9.57	11.86
− 0.067	8 95	12.28
+ 0 55	9 97	12.44
− 0.072	9 43	12.65
—	10.25	12.86

3.6 أشرح كيف تعدل ملاحظات تصريف لنهر في ارتفاعات مقياس معين، بحيث تقع على منحنى أملس، ولماذا هذا الشيء المرغوب؟

قيس تصريف نهر في $Q=2640m^3/s$. وخلال 100 دقيقة لقياس ارتفاع المقياس ارتفع من 50.40 إلى 50.52m. اختلفت قراءات المستوى في اعلى وأسفل النهر بمقدار 100mm في 700m. وكانت سرعة موجة الفيضان 2.2m/s. اعطي القيم المعدلة لمنحنى التقدير.

4.6 يهيأ مجرى نهر غير منتظم الحجوم التالية خلال فترة 80 يوم في موقع خزان محتمل.

(أ) أرسم المعلومات على شكل مخطط كتلة.

(ب) أحسب معدلات الجريان كمعدل، القصوى والدنيا.

(ج) ما هو حجم الخزان الذي ستحتاج لاستيعاب معدل جريان لـ 80 يوم إذا كان الخزان مملوء في البداية.

(د) ما مقدار الماء الذي سينحسر على شكل فائض في هذه الحالة؟

اليوم	حجم السيح $m^3 \times 10^6$	اليوم	حجم السيح $m^3 \times 10^6$	اليوم	حجم السيح $m^3 \times 10^6$
0	0	32	0·8	64	2·0
2	2·0	34	0·7	66	2·3
4	3·2	36	0·7	68	3·2
6	2·3	38	0·5	70	3·4
8	2·1	40	0·4	72	3·5
10	1·8	42	0·7	74	3·7
12	2·2	44	0·8	76	2·8
14	0·9	46	0·4	78	2·4
16	0·5	48	0·3	80	2·0
18	0·3	50	0·2		
20	0·7	52	0·2		
22	0·7	54	0·4		
24	0·6	56	0·6		
26	1·2	58	1·2		
28	0·7	60	1·4		
30	0·8	62	1·8		

5.6 إن معدل للاستهلاك المنزلي من الماء للفرد في محيط متوسع هو $0.20m^3/day$. والاحتياج الصناعي هو 30% من الاحتياج المنزلي الكلي. عدد نفوس مدينة الآن هو 100,000 ومتوقع أن يتضاعف العدد في المستقبل. يزود الماء من نهر وحجم الخزان الحالي هو 10^7m^3 ومعدل التصريف اليومي لكل شهر من أشهر السنة هي كالتالي (بالالاف m^3).

كانون الثاني	290	تموز	64.5
شباط	250	آب	117
آذار	388	ايلول	288
نيسان	150	تشرين أول	388
أيار	64.5	تشرين ثاني	317
حزيران	50	كانون اول	385

يجب أن يهيأ تعويض من الماء مقداره $1.5m^3/s$ بشكل ثابت.

أوجد، كتقريب أولي ولمعدل سنة، الخزن الاضافي الواجب تهيئته إذا تضاعف عدد السكان إلى الضعف. وأوجد كذلك كمية الماء التي تضيع في تلك السنة وقارنها مع الضائعات الآن. أفرض أن الخزان الآن هو نصف ممتلىء في 1 كانون الثاني.

6.6 يزداد مجتمع عدد نفوسه 60,000 نسخة بمعدل 10% في السنة. معدل الاستهلاك للنسمة الواحدة (لجميع الأغراض) هو حالياً $0.20m^3/day$ ويرتفع بمعدل 5% لكل سنة. سيستعمل نهر كمصدر اضافي إلى مصدر تجهيز الماء. ومعدل التصريف اليومي لهذا النهر لأشهر السنة مبين في الجدول أدناه وبالالاف الأمتار المكعبة.

اسمح الى تعويض ماء مقداره $3m^3/s$ من تشرين الأول ـــ آذار داخل و$5m^3/s$ من نيسان ـــ ايلول داخل، أوجد كأول تقريب كمية الخزن المطلوبة على النهر لتجهيز المجتمع بالماء لـ 20 سنة من الآن، أفرض أن الاتجاهات في الوقت الحاضر مستمرة، وسيكون الخزان ممتلىء في نهاية شهر تشرين الثاني.

نيسان	220	تموز	670	تشرين اول	670	كانون الثاني	300
أيار	250	آب	865	تشرين الثاني	530	شباط	780
حزيران	370	ايلول	1630	كانون الأول	270	آذار	280

7.6 أذكر ثمانية خواص لأحواض بزل تؤثر في مخططات تصريفهم.

تمارين الفصل السابع:

1.7 تخضع مساحة جابية للجفاف لفترة طويلة. إن تصريف جدول يبزلها هو $100 m^3/s$ بعد 10 أيام بدون مطر، و$50 m^3/s$ بعد 40 يوم بدون مطر. اشتق معادلة منحنى النضوب وخمن التصريف بعد 120يوماً بدون مطر.

2.7 أشرح كيف تشتق منحنى النضوب الرئيس لنهر. وما هو استعمالاته ولماذا؟

3.7 إن جزء الانحسار لمخطط ماء، المبين ادناه، سيقسم الى سيح وجريان أساسي. اعمل هذا الفصل:

(أ) بإيجاد النقطة غير المستمرة على جزء الانحسار.

(ب) بإيجاد معادلة منحنى الانضوب ومددها إلى الخلف بالنسبة إلى الزمن. ناقش نتائجك.

الزمن (ساعة)	الجريان m^3/s	الزمن ساعة	الجريان m^3/s
15	41·1	33	10·0
18	35·8	36	8·3
21	25·0	39	7·0
24	19·2	42	5·8
27	15·1	45	4·9
30	12·2	48	4·1

5.7 يلاحظ مخطط الماء (الجدول أدناه) لنهر يبزل جابيةمساحتها102.4 كيلومتر مربع، للعواصف استغرقت 3 ساعات.

الساعة	m^3/s	الساعة	m^3/s	الساعة	m^3/s
0	12.7	24	99.1	48	30.3
3	155.7	27	85.0	51	26.9
6	254.9	30	73.6	54	23.8
9	212.4	33	62.6	57	21.2
12	184.1	36	53.5	60	18.7
15	158.6	39	45.9	63	16.7
18	135.9	42	39.6	66	15.3
21	116.1	45	34.5		

أفضل جريان الأساسي من السيح وأحسب حجم الجريان الكلي. ما كمية المطر الصافي مقدراً بـ mm/hr؟ ناقش قسوة وتكرر مثل هذه العاصفة في بريطانيا.

5.7 أكتب ثلاثة مبادىء رئيسة لنظرية مخطط ماء قياسي موضحاً تطبيقاتهم بالرسومات. المعطاة ادناه ثلاث مخططات قياسية مشتقة من عواصف مفصلة عن جابية صغيرة، ويعتقد بأنها جميعاً ناتجة من 3 ساعات مطر. اشتق معدل مخطط ماء قياسي وثبت صلاحيته إذا كانت مساحة البزل هي 13.44 كيلومتر مربع.

الساعة	عاصفة (1)	عاصفة (2)	عاصفة (3)
0	0	0	0
1	4.7	1.0	0.7
2	15.5	5.3	2.5
3	21.2	15.2	7.4
4	16.6	19.7	14.3
5	13.2	17.2	18.7
6	10.0	12.9	17.0
7	7.4	9.3	12.1
8	5.5	7.2	9.1
8	4.0	5.5	7.0
9	2.7	3.8	5.2
10	1.7	2.5	3.8
12	0.9	1.5	2.5
13	0.4	0.8	1.5
14	0.2	0.3	0.7
15	0	0	0

جميع القيم في m^3/s

7.6 إن المخطط القياسي لـ 4 ساعات ولمساحة 550 كيلومتر مربع تبين فيا يلي:
عاصفة ذات شدة منتظمة لاستدامة 4 ساعات وشدة 6mm/hr تتبعها بعد استراحة لمدة ساعتين عاصفة أخرى ذات شدة منتظمة لاستدامة 2 ساعة وشدة 11mm/hr. خمن مقدار المطر الضائع بـ 11mm/hr على كل من العاصفين. وخمن الجريان الأساسي بـ $10m^3/s$ في بداية العاصفة الأولى و$40m^3/s$ في نهاية فترة السيح للعاصفة الثانية. أحسب التصريف الذروي المتوقع وزمن الحدوث.

Q m^3/s	الساعات	Q m^3/s	الساعات
62	12	0	0
51	13	11	1
40	14	71	2
31	15	124	3
27	16	170	4
17	17	198	5
11	18	172	6
5	19	147	7
3	20	127	8
0	21	107	9
		90	10
		76	11

7.7 مخطط الماء القياسي لـ 4 ساعات لمحطة قياس نهر يبزل جابية مساحتها 554 كيلومتر مربع تبين فيا يلي. اعمل أي اختبارات محتملة على صلاحية المخطط القياسي. أوجد التصريف الذروي المحتمل في النهر، في المحطة من عاصفة تغطي الجابية وتحتوي على فترة من 3 ساعات متعاقبة ولشدة المطر الصافي 12 و 6mm/hr على التوالي. افرض بأن الجريان الأساسي يرتفع بشكل خطي خلال فترة السيح من 30 وإلى $70m^3/s$.

الوقت ساعة	مخطط الماء القياسي m^3/s	الوقت ساعة	مخطط الماء القياسي m^3/s
0	0	12	62
1	11	13	51
2	60	14	39
3	120	15	31
4	170	16	23
5	198	17	16
6	184	18	11
7	153	19	6
8	127	20	3
9	107	21	0
10	91		
11	76		

8.7 أنهي الجفاف على مساحة جابية مساحتها $100km^2$ بمطر منتظم مقداره 36mm سقط في 6 ساعات. وإن مخطط الماء ذات العلاقة للنهر الذي يبزل المساحة مبين أدناه، وتكون فترات المطر بين 3 و 9 ساعات. استعمل هذه المعلومات للتكهن بالتصريف القصوى الذي ربما يحدث بعد مطر على الجابية مقداره 50mm ولفترة 3 ساعات. اثبت بأن الأرصاد على نحو ملائم.

الساعات	التصريف m^3/s	الساعات	التصريف m^3/s
0	3	24	25
3	3	27	21
6	10	30	17
9	25	33	13·5
12	39	36	10·5
15	43	39	8
18	37	42	5·5
21	30·5	45	4
		48	3·9

9.7 استعمل معلومات وجابية السؤال 7.7 أوجد التصريف الذروي المحتمل في النهر، في المحطة، من عاصفة تغطي الجابية وتحوي على ثلاث فترات 2 ساعة متعاقبة من المطرالناتج 7، 14 و 12mm سيح على التوالي. افرض بأن الجريان الأساسي يرتفع من $10m^3/s$ إلى $20m^3/s$ خلال الفترة الكلية للسيح.

تمارين الفصل الثامن:

1.8 من الممكن تقسيم جابية إلى عشر مساحات بواسطة خطوط متساوية الزمن بالشكل المبين في الجدول أدناه، وإن تباطؤ الجابية هو 10 ساعات.

ساعة	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
المساحة كيلومتر مربع	14	30	84	107	121	95	70	55	35	20

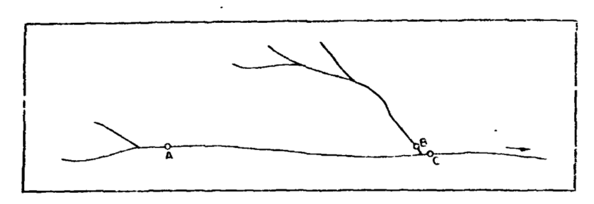
وإن تسجيلات فيضان واحد متوفرة ومنها وجد بأن معامل الخزن K هو 8 ساعات. أشتق 2ــ ساعة مخطط ماء قياسي للجابية.

2.8 القيم المجدولة أدناه هي الجريان الداخل I، إلى مقترب نهر حيث أن ثوابت الخزن هي K=10 و x=0. أوجد وبطريقة المخططات ذروة الجريان الخارج بالزمن والمقدار.

ما سيكون التأثير بعمل x>0؟

الزمن ساعة	الجريان الداخل I، m^3/s	الزمن ساعة	الجريان الداخل m^3/s
0	28·3	40	90·6
5	26·9	45	70·8
10	24·1	50	53·8
15	62·3	55	42·5
20	133·1	60	34·0
25	172·7	65	28·3
30	152·9	70	24·1
35	121·8		

3.8 تنتج عاصفة على الجابية المبينة في الشكل2 مخطط الماء في B,A نفس الوقت المبين أدناه. استعمل طريقة (Muskingum) لمسير جريان الجدول لايجاد التصريف القصوى المشترك في C. أن وقت السفر لمركز كتلة الفيضان بين A و C هو 9 ساعات والعامل x=0.33 يهمل أي جريان داخل محلي.



الشكل (2)

ساعات	$Q\ m^3/s$	ساعات	$Q\ m^3/s$
0	10	24	91
3	35	27	69
6	96	30	54
9	163	33	41
12	204	36	33
15	210	39	27
18	190	42	24
21	129		

4.8 عرف مخطط الماء القياسي الآني لمساحة جابية، وأشرح كيف يستعمل في اشتقاق n ــ ساعة مخطط ماء.

مساحة جابية الكلية هي $400km^2$ وقسمت إلى مساحات بواسطة خطوط متساوية الزمن المجدولة ادناه. من مخطط لعاصفة قصيرة وعلم أن $T_L=9h$ ومعامل الخزن $K=5.5h$.

اشتق مخطط 3 ــ ساعة.

المساحات المساحة المحيطة بخطوط الزمن h	 Km^2
1	15
2	30
3	50
4	75
5	80
6	60
7	45
8	25
9	20

5.8 القائمة ادناه هي مخطط ماءالجريان داخل للعاصفة لخزان ممتلىء له مسيل غير مسيطر عليه لطلق ماء الفيضان. أوجد مخطط ماء للجريان الخارج لفترة 48 ساعة بعد ابتداء العاصفة. أفرض أن الجريان الخارج $1 m^3/s$ في الزمن 0. مخطط الماء للجريان الداخل، وخواص الخزن والجريان الخارج للخزان والمسيل مبينة أدناه.

مخطط الماء للجريان الداخل

فترات 3ـ ساعة	m^3/s	فترات 3ـ ساعة	m^3/s
0	1·5	12	54
1	156	13	45
2	255	14	40
3	212	15	34
4	184	16	28
5	158	17	23
6	136	18	17
7	116	19	11
8	99	20	8·5
9	85	21	5·5
10	74	22	3·0
11	62		

خواص الخزن

الارتفاع من اعلى قمة المسيل m	الخزن $m^3 \times 10^6$	الجريان الخارج m^3/s	الارتفاع من اعلى قمة المسيل m	الخزن $m^3 \times 10^6$	الجريان الخارج m^3/s
0·2	0·30	1·21	3·0	6·80	70·15
0·4	0·62	3·42	3·2	7·38	77·28
0·6	0·96	6·27	3·4	7·98	84·64
0·8	1·35	9·66	3·6	8·60	92·21
1·0	1·70	13·50	3·8	9·25	100·00
1·2	2·10	17·75	4·0	9·90	108·00
1·4	2·57	22·36	4·2	10·50	116·20
1·6	3·00	27·32	4·4	11·21	124·60
1·8	3·52	32·60	4·6	11·90	133·19
2·0	4·05	38·18	4·8	12·62	141·97
2·2	4·57	44·05	5·0	13·35	150·93
2·4	5·10	50·19	5·2	14·10	160·08
2·6	5·68	56·60	5·4	14·88	169·40
2·8	6·22	63·25			

تمارين الفصل التاسع:

1.9 يخطط مقاول لبناء سدة ترابية في نهر معرضة الى فيضان سنوي. تؤشر التسجيلات الهيدرولوجية فيضان قصوي مقداره $7800 m^3/s$ وأدنى $200 m^3/s$. إن المخطط الملاحظ السنوي للقاعدة هو خط مستقيم على ورق نصف ــ لوغارتمي حيث أن فترة الرجوع رسمت لوغارتمياً.

ستكون السدة الترابية في النهر خلال أربع مواسم فيضان متعاقبة وقد قرر أن تبنى بشكل عالي كافية لدرع فيضان 20 ــ سنة.

قيم (بدون رسم) فيضان الـ 20 سنة وأوجد احتمال حدوثه خلال عمر السدة الترابية.

2.9 أعطيت معلومات للتساقطات السنوية لـ (Edinburgh) للسنوات 1948-1963 على التوالي كما مبينة ادناه. من تلك المعلومات:

(i) خمن المطر السنوي القصوي الذي ربما يتوقع في فترة 20 سنة وفترة 50 سنة.

(ii) عرف الأرجحية لقصوة 20 سنة التي ستساوي او ستزيد في 9 سنوات من 1963.

السنة	التساقط (mm)	السنة	التساقط (mm)
1948	924	1956	716
1949	711	1957	652
1950	734	1958	750
1951	787	1959	458
1952	620	1960	619
1953	600	1961	642
1954	893	1962	656
1955	459	1963	768

3.9 اشرح الطرق المستعملة اعتيادياً لرسم تكرار تصريف فيضان في الأنهر. أذكر جميع الخطوات المنفصلة التي يجب أن تعمل للتكهن، لنهر معين تصريف فيضان مع احتمال حدوث 0.005 في كل سنة. افرض 50 سنة قراءات مجدولة وعدد من القراءات الجيدة لقياسات الفيضان مع ملاحظات للانحدارات في نفس الوقت.

4.9 يبين الجدول أدناه قيم أكبر تسجيلات الفيضان لنهر ومرتبة بشكل تنازلي لمساحة بزل $12{,}560km^2$.

إن معدل الفيضانات السنوي هو $1502m^3/s$ والانحراف المعياري للمتواليات السنوي هو $467m^3/s$.

أحسب فترات الرجوع واحتمالات لكل من المتواليات الجزئية والسنوية. أرسم معلومات المتواليات الجزئية على ورق نصف ـ لوغارتمي والمتواليات

	التاريخ	m^3/s		التاريخ	m^3/s
1948	29 May	2804	1918	10 June	1495
1948	22 May	2450	1929	24 May	1492
1933	10 June	2305	1943	29 May	1478
1928	26 May	2042	1922	26 May	1476
1932	14 May	2042	1919	23 May	1473
1933	4 June	2016	1936	10 April	1433
1917	17 June	1997	1936	5 May	1410
1947	8 May	1980	1923	26 May	1405
1917	30 May	1974	1927	28 April	1314
1921	20 May	1974	1939	4 May	1314
1927	8 June	1943	1934	25 April	1300
1928	9 May	1861	1945	6 May	1257
1927	17 May	1818	1935	24 May	1246
1917	15 May	1801	1920	18 May	1235
1938	19 April	1796	1914	18 May	1195
1936	15 May	1790	1931	7 May	1155
1922	6 June	1767	1911	13 June	1119
1932	21 May	1762	1940	12 May	1051
1912	20 May	1753	1942	26 May	1051
1938	28 May	1722	1946	6 May	1037
1922	19 May	1716	1926	19 April	1017
1925	20 May	1694	1937	19 May	971
1924	13 May	1668	1944	16 May	969
1917	9 June	1609	1930	25 April	878
1916	19 June	1586	1941	13 May	818
1912	21 May	1563	1915	19 May	799
1918	5 May	1495			

السنوية على ورق لوغارتمي اعتيادي وورق احتمال (Gumbel). خمن من كل منهما التصريف لفيضان مع احتمال مرة في كل 200 سنة.

5.9 يبين الجدول أدناه المطر السنوي بـ (mm) لـ Woodhead Reservoir للفترة 1921-1960.

المعدل والانحراف المعياري لفترة هما 1262.13mm و 179.83mm على التوالي.

رتب المعلومات بشكل تسلسلي. أحسب فترات الرجوع والاحتمال. ارسم المعلومات على ورق احتمالات.

(أ) ما هو المطر السنوي لـ 50 ــ سنة و100 سنة؟ كيف تقارن تلك بالمستخرجة من نظرية (Gumbel)؟ ما هي الايضاحات التي تحتاج أن تعمل إذا استعلمت النتائج الأخيرة؟

(ب) ما هو الاحتمال بأن مطر 20 ــ سنة سيزداد في فترة 10، 20 و 40 سنة؟

(ج) ستصمم شبكة ماء لاستعمال فترة 50 سنة. ومن الممن ان تتحمل مطراً عرضياً لـ 1750mm في السنة. ما هو الاحتمال بأن هذه الكمية ربما تحدث خلال عمر المشروع؟

السنة	المطر (mm)	السنة	المطر (mm)	السنة	المطر (mm)	السنة	المطر (mm)
1921	1129.79	1931	1538.99	1941	1188.47	1951	1407.92
1922	1428.75	1932	1198.88	1942	1101.85	1952	1241.30
1923	1665.48	1933	969.26	1943	1165 10	1953	1098 8
1924	1161.29	1934	1152.65	1944	1498.60	1954	1603.50
1925	1137.41	1935	1387.35	1945	1085.60	1955	926.08
1926	1219.71	1936	1346.96	1946	1406.91	1956	1435 88
1927	1383.79	1937	1040.89	1947	1042.42	1957	1315 47
1928	1308.86	1938	1292.35	1948	1143.76	1958	1300.99
1929	1221.99	1939	1268.73	1949	1120.39	1959	1765.33
1930	1499.36	1940	1175.26	1950	1324.61	1960	1549.76

المراجع والمصادر

الفصل 2

1. Maidens, A. L.: New Meteorological Office rain-gauges, *The Meteorological Magazine*, Vol. 94, No. 1114, p. 142, May 1965.
2. Goodison, C. E. and Bird, L. G.: Telephone interrogation of rain-gauges, *Ibid.*, p. 144.
3. Green, M. J.: Effects of exposure on the catch of rain gauges, *T.P.* 67 *Wat. Res. Assoc.*, July 1969.
4. Bleasdale, A.: Rain gauge networks development and design with special reference to the United Kingdom, *IASH Symposium on Design of Hydrological Networks*, Quebec, 1965.
5. Bilham, E. G.: *The Classification of Heavy Falls of Rain in Short Periods*, H.M.S.O., London, 1962 (republished).
6. A guide for engineers to the design of storm-sewer systems. *Road Res. Lab.*, *Road Note* 35, H.M.S.O., 1963.
7. Holland, D. J.: Rain intensity frequency relationships in Britain, *British Rainfall* 1961, H.M.S.O., 1967.
8. Yarnall, D. L.: Rainfall intensity-frequency data, *U.S. Dept. Agric.*, Misc. pub. 204, Washington D.C., 1935.
9. Linsley, R. K. and Kohler, M. A.: Variations in storm rainfall over small areas, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 32, p. 245, April 1951.
10. Holland, D. J.: The Cardington rainfall experiment, *The Meteorological Magazine*, Vol. 96, No. 1140, pp. 193–202, July 1967.
11. Young, C. P.: Estimated rainfall for drainage calculations, LR 595, Road Res. Lab., H.M.S.O., 1973.
12. Thiessen, A. H.: Precipitation for large areas, *Monthly Weather Review*, Vol. 39, pp. 1082, July 1911.

مصادر اضافية

Standards for methods and records of hydrologic measurements, *Flood Control Series no.* 6, United Nations 1954.

LANGBEIN, W. B.: Hydrologic data networks and methods of extrapolating or extending available hydrologic data, *Flood Control Series No. 15*, United Nations 1960.

Guide to Hydrometeorological Practices, *U.N. World Met. Org.*, No. 168, T.P. 82, Geneva 1965.

الفصل 3

13. PENMAN, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. (London)*, A vol. 193, p. 120, April 1948.
14. THORNTHWAITE, C. W.: An approach towards a rational classification of climate, *Geographical Review*, Vol. 38, p. 55, (1948).
15. British Rainfall 1939 (and subsequent years), H.M.S.O., London.
16. LAW, F.: The aims of the catchment studies at Stocks Reservoir, Slaidburn, Yorkshire (unpublished comm. to Pennines Hydrological Group, Inst. Civ. Eng., September 1970).
17. HOUK, I. E.: *Irrigation Engineering*, Vol. 1, Wiley, New York, 1951.
18. OLIVIER, H.: *Irrigation and climate*, Arnold, London 1961.
19. THORNTHWAITE, C. W.: The moisture factor in climate, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 27, No. 1, p. 41, Feb. 1946.
20. BLANEY, H. F. and CRIDDLE, W. D.: Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data, *Div. Irr. and Wat. Conserv., S.C.S. U.S. Dept. Agric.*, SCS-TP-96 Washington D.C., 1950.
21. BLANEY, H. F.: Definitions, methods and research data, A symposium on the consumptive use of water, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 117, p. 949, (1952).
22. HARRIS, F. S.: The duty of water in Cache Valley, Utah, *Utah Agr. Exp. Sta. Bull.*, 173, 1920.
23. FORTIER, SAMUEL: Irrigation requirements of the arid and semi-arid lands of the Missouri and Arkansas River basins, *U.S. Dept. Agr. Tech. Bull.* 26, 1928.

مصادر اضافية

HORSFALL, R. A.: Planning irrigation projects, *J. Inst. Engrs. Aust.*, 22, No. 6, June 1950.

WHITE, W. N.: A method of estimating ground water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. Results of investigations in Escalante Valley, Utah, *U.S. Geological Survey Water Supply*, Paper 659-A, 1932.

HILL, R. A.: Operation and maintenance of irrigation systems, Paper 2980, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 117, p. 77, 1952.

CRIDDLE, W. D.: Consumptive use of water and irrigation requirements, *J. Soil Wat. Conserv.*, 1953.

CRIDDLE, W. D.: Methods of computing consumptive use of water, Paper 1507, *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, **84**, Jan. 1958.

ROHWER, CARL: Evaporation from different types of pans, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 99, p. 673, 1934.

HICKOX, G. H.: Evaporation from a free water surface, *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 111, Paper 2266, 1946, and discussion by C. Rohwer.
LOWRY, R. and JOHNSON, A. R.: Consumptive use of water for agriculture, *Trans. Amer. Soc. Civ. Engrs.*, Vol. 107, paper 2158, 1942, and discussion by Rule, R. E., Foster, E. E., Blaney, H. F. and Davenport, R. W.
FORTIER, S. and YOUNG, A. A.: Various articles in *Bull. U.S. Dep. Agric.* Nos. 1340 (1925), 185 (1930), 200 (1930), 379 (1933).
PENMAN, H. L.: Estimating evaporation, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 31, p. 43, Feb. 1956.

الفصل 4

24. NASSIF, S. and WILSON, E. M.: The influence of slope and rain intensity on runoff and infiltration (to be published).
25. HORTON, R. E.: The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 14, pp. 443–460, 1933.
26. BOUCHARDEAU, A. and RODIER, J.: Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables, *La Houille Blanche*, No. A, pp. 531–526, July/Aug. 1960.
27. SOR, K. and BERTRAND, A. R.: Effects of rainfall energy on the permeability of soils, *Proc. Am. Soc. Soil Sci.*, Vol 26, No. 3, 1962.
28. HORTON, R. E.: Determination of infiltration capacity for large drainage basins, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 18, p. 371, 1937.
29. SHERMAN, L. K.: Comparison of F-curves derived by the methods of Sharp and Holtan and of Sherman and Mayer, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 24 (2), p. 465, 1943.
30. BUTLER, S. S.: *Engineering Hydrology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1957.
31. LINSLEY, R. K., KOHLER, M. A. and PAULHUS, J. L. H.: *Hydrology for Engineers*, (p. 162), McGraw-Hill, New York, 1958.
32. Estimated Soil Moisture deficit over Gt. Britain: *Explanatory Notes Meteorological Office, Bracknell* (issued twice monthly).
33. PENMAN, H. L.: The dependence of transpiration on weather and soil conditions, *Journal of Soil Science*, Vol. 1, p. 74, 1949.
34. GRINDLEY, J.: Estimation of soil moisture deficits, *Meteorological Magazine*, Vol. 96, p. 97, 1967.

مصادر اضافية

BELL, J. P.: Neutron probe practice, Institute of Hydrology *Report No. 19*, Wallingford, U.K.
HORTON, R. E.: Analyses of runoff-plot experiments with varying infiltration capacity, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Pt. IV, p. 693, 1939.
WILM, H. G.: Methods for the measurements of infiltration, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Pt. III, p. 678, 1941.

الفصل 5

WENZEL, L. K.: Methods for determining permeability of water bearing materials, *U.S. Geol. Surv. Water Supply*, Paper 887, 1942.

KIRKHAM, DON: Measurement of the hydraulic conductivity of soil in place, Symposium on Permeability of Soils, *Am. Soc. Testing Materials*, special Tech. Publ. 163, p. 80, 1955.

CHILDS, E. C. and COLLIS-GEORGE, N.: The permeability of porous materials, *Proc. Roy. Soc.*, A201: p. 392, 1950.

ARONOVICI, V. S.: The mechanical analysis as an index of subsoil permeability, *Proc. Am. Soc. Soil Sci.*, Vol. 11. p. 137, 1947.

TODD, DAVID K.: *Ground Water Hydrology*, John Wiley, New York, 1959.

HUISMAN, L.: *Groundwater Recovery*, Macmillan, London, 1972.

VERRUIJT, A.: *Theory of Groundwater Flow*, Macmillan, London, 1970.

CEDERGREEN, H. R.: *Seepage, Drainage and Flow Nets*, John Wiley, New York, 1967.

الفصل 6

35. HOSEGOOD, P. H. and BRIDLE, M. K.: A feasibility study and development programme for continuous dilution gauging, Institute of Hydrology, *Report No.* 6, Wallingford, U.K.
36. ISO/R. 55, 1966, Liquid flow measurement in open channels; dilution methods for measurement of steady flow, Part 1, constant rate injection.
37. CORBETT, DON M. and others, Stream-Gaging Procedure, Water Supply Paper 888, *U.S. Geol. Survey*, Washington D.C., 1943.
38. BOYER, M. C.: Determining Discharge at Gaging Stations affected by variable slope, *Civil Eng.*, Vol. 9, p. 556, 1939.
39. MITCHELL, W. D.: Stage-Fall-Discharge Relations for Steady flow in prismatic channels, *U.S. Geol. Survey*, Water Supply Paper 1164, Washington D.C., 1954.
40. STEVENS, J. C.: A method of estimating stream discharge from a limited number of gagings, *Eng. News*, July 18, 1907.
41. KOELZER, V. A.: *Reservoir Hydraulics*, Sect. 3, Handbook of Applied Hydraulics, ed. by Davis and Sorenson, 3rd Edition, McGraw-Hill, New York, 1969.
42. JENNINGS, A. H.: World's greatest observed point rainfalls, *Monthly Weather Review*, Vol. 78, p. 4, Jan. 1950.

مصادر اضافية

B.S. 3680, Part 3, 1964; Part 4, 1965.

Logarithmic plotting of stage-discharge observations, Tech. Note 3. *Water Resources Board*, Reading, 1966.

HORTON, R. E.: Erosional development of streams and their drainage basins, *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 56, p. 275, March 1945.

STRAHLER, Statistical analysis of geomorphic research, *Journ. of Geol.*, Vol. 62, No. 1, 1964.

Ackers, P. and Harrison, A. J. M.: Critical depth flumes for flow measurement in open channels, *Hyd. Res. Paper No. 5*, London, H.M.S.O., 1963.

Parshall, R. L.: Measuring water in irrigation channels with Parshall flumes and small weirs, *U.S. Dept. Agric. Circ.* 843, 1950.

Ackers, P.: Flow measurement by weirs and flumes, *Int. Conf. on Mod. Dev. in Flow Measurement*, Harwell, 1971, Paper No. 3.

White, W. R.: Flat-vee weirs in alluvial channels, *Proc. A.S.C.E.*, 97 HY3, pp. 395–408, March 1971.

White, W. R.: The performance of two dimensional and flat-V triangular profile weirs, *Proc. I.C.E.*, Supplement (ii), pp. 21–48, 1971.

Burgess, J. S. and White, W. R.: Triangular profile (Crump) weir: two dimensional study of discharge characteristics, Rpt. No. INT 52, H.R.S. Wallingford, 1952.

Harrison, A. J. M. and Owen, M. W.: A new type of structure for flow measurement in steep streams, *Proc. I.C.E.*, 36, pp. 273–296, 1967.

Smith, C. D.: Open channel water measurement with the broad-crested weir, *Int. Comm. on Irrig. and Drainage Bull.*, 1958, pp. 46–51.

الفصل 7

43. Sherman, L. K.: Stream flow from rainfall by the unitgraph method, *Eng. News Record*, Vol. 108, p. 501, 1932.

44. Bernard, M.: An approach to determinate stream flow, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 100, p. 347, 1935.

45. Linsley, R. K., Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H., *Applied Hydrology*, pp. 448–49, McGraw-Hill, New York, 1949.

46. Collins, W. T.: Runoff distribution graphs from precipitation occurring in more than one time unit, *Civil Engineering*, Vol. 9, No. 9, p. 559, Sept. 1939.

47. Snyder, F. F.: Synthetic unitgraphs, *Trans. Am. Geophys. Union*, 19th Ann. meeting 1938, Pt. 2, p. 447.

48. Hursh, C. R.: Discussion on Report of the committee on absorption and transpiration, *Trans. Am. Geophys. Union*, 17th Ann. meeting, 1936, p 296.

49. Snyder, F. F.: Discussion on ref. 47.

50. Linsley, R. K.: Application of the synthetic unitgraph in the western mountain States, *Trans. Am. Geophys. Union*, 24th Ann. Meeting, 1943, Pt. 2, p. 580.

51. Taylor, A. B. and Schwarz, H. E.: Unit hydrograph lag and peak flow related to basin characteristics, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 33, p. 235, 1952.

مصادر اضافية

Barnes, B. S.: Consistency in unitgraphs, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 85, HY8, p. 39, Aug 1959.

Morris, W. V : Conversion of storm rainfall to runoff, *Proc. Symposium No. 1, Spillway Design Floods*, N.R.C., Ottawa, p. 172, 1961.
Morgan, P. E. and Johnson, S. M.: Analysis of synthetic unitgraph methods, *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 88 HY5, p. 199, Sept. 1962.
Buil, J. A.: Unitgraphs for non uniform rainfall distribution, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 94, HY1, p. 235, Jan. 1968.

الفصل 8

52. McCarthy, G. T.: The unit hydrograph and flood routing, unpublished paper presented at the Conference of the North Atlantic Division, Corps of Engineers, U.S. Army, New London, Conn. June 24, 1938. Printed by U.S. Engr. Office, Providence R.I.
53. Carter, R. W. and Godfrey, R. G.: Storage and Flood Routing, *U.S. Geol. Survey Water-Supply*, Paper 1543-B, p. 93, (1960).
54. Wilson, W. T.: A graphical flood routing method, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 21, part 3, p. 893, 1941.
55. Kohler, M. A.: Mechanical analogs aid graphical flood routing, *J. Hydraulics Div.*, ASCE 84, April 1958.
56. Lawler, E. A.: Flood routing, Sec. 25-II, *Handbook of Applied Hydrology*, ed. Ven Te Chow, McGraw-Hill, New York, 1964.
57. Clark, C. O.: Storage and the unit hydrograph, *Trans. Amer. Soc. Civ. Engr.*, Vol. 110, p. 1419, (1945).
58. O'Kelly, J. J.: The employment of unit hydrographs to determine the flows of Irish arterial drainage channels, *Proc. Instn. Civ. Engrs.*, Pt. III, Vol. 4, p. 365, (1955).
59. Nash, J. E.: Determining runoff from rainfall, *Proc. Instn. Civ. Engrs.*, Vol. 10, p. 163, (1958).
60. Nash, J. E.: Systematic determination of unit hydrograph parameters, *Journ. Geophys. Res.*, Vol. 64, p. 111, (1959).
61. Nash, J. E.: A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments, *Proc. Instn. Civ. Engrs.*, Vol. 17, p. 249, (1960).
62 Ven Te Chow, *Handbook of Applied Hydrology*, Sect. 14, McGraw Hill, New York, (1964).

الفصل 9

63. Morgan, H. D.: Estimation of design floods in Scotland and Wales, Paper No. 3, Symposium on River Flood Hydrology, *Instn. Civ. Engrs.*, London, 1966.
64 *Flow in California streams*, Calif. Dept. Public Works, Bull 5, 1923.
65. Hazen, A.: *Flood Flow*, Wiley, New York, 1930.
66. Hazen, A.: Storage to be provided in impounding reservoirs for municipal water supply, *Trans. A.S.C.E.*, Vol. 77, p. 1539, 1914.
67. Whipple, G. C.: The element of chance in sanitation, *J. Franklin Inst.*, Vol. 182, p. 37, et seq , 1916.

68. Gumbel, E. J.: On the plotting of flood discharges, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 24, Pt. 2, p. 699, 1943.
69. Gumbel, E. J.: Statistical theory of extreme values and some practical applications, *Natl. Bur. Standards (U.S.) Appl. Math. Ser.*, 33, Feb. 1954.
70. Powell, R. W.: A simple method of estimating flood frequency, *Civil Eng.*, Vol. 13, p. 105, 1943.
71. *Ibid.*, discussion by E. J. Gumbel, p. 438.
72. Ven Te Chow and Yevjevich, V. M.: *Statistical and Probability Applied Hydrology*, ed. Ven Te Chow, McGraw-Hill, New York, 1964.
73. Dalrymple, Tate: Flood Frequency Analysis, *U.S. Geol. Water Supply*, Paper 1543-A, (1960).
74. Paulhus, J. L. H. and Gilman, C. S.: Evaluation of probable maximum precipitation, *Trans. Am. Geophys. Union*, 34, p. 701, 1953.
75. Generalised estimates of probable maximum precipitation over the U.S. east of the 105th meridian, Hydrometeorological Report No. 23, *U.S. Weather Bureau*, Washington, 1947.
76. Generalised estimates of probable maximum precipitation of the United States west of the 105th meridian for areas to 400 square miles and durations to 24 hours. Tech. Paper 38, *U.S. Weather Bureau*, Washington, 1960.
77. Manual for depth duration area analysis of storm precipitation, *U.S. Weather Bureau Co-operative Studies Tech. Paper*, No. 1, Washington, 1946.
78. Hershfield, D. M.: Estimating the probable maximum precipitation, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 87, p. 99, September 1961.
79. *Flood Study Report: Institute of Hydrology*, 1974 (unpublished at time of going to press).
80. Bleasdale, A.: The distribution of exceptionally heavy daily falls of rain in the United Kingdom, *Journ. Inst. Wat. Eng.*, Vol. 17, p. 45, Feb. 1963.
81. Wiesner, C. J.: Analysis of Australian storms for depth, duration, area data, *Rain Seminar, Commonwealth Bureau of Meteorology*, Melbourne, 1960.
82. Wolf, P. O.: Comparison of methods of flood estimation, *Symposium on River Flood Hydrology, Instn. Civ. Engrs.*, London, 1966 and discussion by T. O'Donnell.
83. Peterson, K. R.: A precipitable water nomogram, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 42, p. 199, 1961.
84. Solot, S.: Computation of depth of precipitable water in a column of air, *Mon. Weath. Rev.*, 67, p. 100, 1939.
85. Binnie, G. M. and Mansell-Moullin, M.: The estimated probable maximum storm and flood on the Jhelum River—a tributary of the Indus, Paper No. 9 Symposium on River Flood Hydrology, *Instn. of Civ. Engrs*, London, 1966.
86. *Handbook of Meteorology*, ed. by Berry, Bollay and Beers, p. 1024. McGraw-Hill, New York, 1949

87. PAULHUS, J. L. H.: Indian ocean and Taiwan rainfalls set new records, *Mon. Weather Rev.*, 93, p. 331, May 1965.
88. BLEASDALE, A.: Private communication to the author, *Met. Office, Bracknell*, May 1968.
89. BROOKS, C. E. P. and CARRUTHERS, N.: *Handbook of Statistical methods in meteorology*, H.M.S.O., p. 330, London, 1953.
90. COCHRANE, N. J.: Lake Nyasa and the River Shire, *Proc. I.C.E.*, Vol. 8, p. 363, 1957.
91. COCHRANE, N. J.: Possible non-random aspects of the availability of water for crops, Paper No. 3, *Conf. Civ. Eng. Problems Overseas Inst. C.E.*, London, June 1964.

مصادر اضافية

LANGBEIN, W. B.: Annual floods and the partial duration flood series, *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 30, p. 879, Dec. 1949.

WIESNER, C. J.: Hydrometeorology and river flood estimation, *Proc. Instn. Civ. Engrs.*, Vol. 27, p. 153, 1964.

Symposium on Hydrology of Spillway Design by the Task Force on Spillway Design Floods of the Committee on Hydrology, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 90, HY3, May 1964.

ALEXANDER, G. N.: Some aspects of time series in hydrology, *J. Instn. Engrs. Australia*, Vol. 26, pp. 188–198, 1954.

ANDERSON, R. L.: Distribution of the serial correlation coefficient, *Ann. Math. Stat.*, Vol. 13, pp. 1–13, 1941.

BEARD, L. R.: Simulation of daily streamflow. *Proc. Internat. Hydrol. Symposium*, Fort Collins, Colorado, 6–8 Sept. 1967, Vol. 1, pp. 624–632.

FIERING, M. B.: *Streamflow Synthesis*, Macmillan, London, 1967.

HANNAN, E. J.: *Time Series Analysis*, Methuen, London, 1960.

KISIEL, C. C.: Time series analysis of hydrologic data, in *Advances in Hydroscience*, Vol. 5, pp. 1–119, ed. Ven Te Chow, Academic Press, New York, 1969.

MATALAS, N. C.: Time series analysis, *Water Resources Res.*, Vol. 3, pp. 817–29, 1967.

MATALAS, N. C.: Mathematical assessment of synthetic hydrology, *Water Resources Res.*, Vol. 3, pp. 937–45, 1967.

MORAN, P. A. P.: *An Introduction to Probability Theory*, Clarendon Press, Oxford, 1968.

O'DONNELL, T.: Computer evaluation of catchment behaviour and parameters significant in flood hydrology, Symp. on River Flood Hydrology, Inst. Civ. Eng., 1965.

QUIMPO, R. G.: Stochastic analysis of daily river flows, *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs, J. Hydraul. Div.*, Vol. 94, HY1, pp. 43–57, 1968.

YEVJEVICH, V. M. and JENG, R. I.: Properties of non-homogeneous hydrologic series, Colorado State University, Hydrology Paper No. 32, 1969.

معجم المصطلحات

A

Absolute	مطلق
Absolute Pressure	الضغط المطلق
Absolute Viscosity	اللزوجة المطلقة
Acceleration	تعجيل
Accumulation	تجمـع
Adhesion	تلاصق
Analysis	تحليل
Anemometer	مقياس الريح أو المرياح
Apparatus	جهاز
Approach, Velocity of	سرعة الأقتراب
Approximate	تقريبي
Aquifer	حشرج
Aquifer, Artesian	حشرج أرتوازي
Aquifer, Confined	حشرج محصور
Area	مساحة
Area, Catcment	مساحة الجابية
Arid	قاحل
Artesian	أرتوازي

Artesian Well	بئر أرتوازي
Atmosphere	الجـــوّ
Atmospheric Pressure	الضغط الجوي
Atmospheric Water	ماء الجـــوّ

B

Bank	ضفاف
Bank Storage	خزن الضفاف
Barrier	حاجز
Basin	حوض
Basin, Drainage	جابية
Basin, River	جابية
Bed	قـــاع
Bed load	حمل القاع
Bed Material	مادة القاع
Boundary	التخم
Boundary Condition	شرط المتاخمة
Boundary Layer	الطبقة المتخمة

C

Calibration	معايرة
Canal	قنـــاة
Canal, Irrigation	قناة ري
Canal, Lateral	قناة فرعية
Canal, Lined	قناة مبطنة
Canal, Main	قناة رئيسية

Canal,Navigation	قناة ملاحة
Canal System	شبكة قنوات
Capacity	سعة
Capacity, Field	السعة الحقلية
Capacity, Field Moisture	سعة الرطوبة الحقلية
Capacity, Reservoir	سعة الخزان
Capacity, Storage	سعة الخزن
Capillarity	الخاصية الشعرية
Capillary Rise	التصاعد الشعري
Capillary Water	ماء شعري
Capillary Zone	منطقة الماء الشعري
Catch Basin	جابية
Catchment Area	جابية
Cavitation	تجويف
Center	مركز
Channel	قنـــاة
Clay	طين
Climate	مناخ
Climatology	علم المناخ
Cloud	غيـم
Coefficient	معامل
Coefficient, Discharge	معامل التصريف
Coefficient, Drainage	معامل البزل
Coefficient, Friction	معامل الاحتكاك
Coefficient, Permeability	معامل النفاذية
Coefficient, Runoff	معامل السيح
Coefficient, Velocity	معامل السرعة
Concentration	تركيز
Consumptive Use	المقنن المائي

Content, Moisture	محتوى الرطوبة
Contour	كفاف
Contour Line	خط الكفاف، خط كنتوري
Cross Section	مقطع عرضي
Curve	منحنى
Curve, Discharge	منحنى التصريف
Curve, Duration	منحنى الاستدامة
Curve, Rating	منحنى التقدير
Cycle	دورة
Cycle, Hydrologic	الدورة الهيدرولوجية

D

Dam	سد
Data	معلومات
Deficiency	النقص
Density	كثافة
Depth	عمق
Deviation	أنحراف
Deviation, Standard	الأنحراف المعياري
Dew	ندى
Dew Point	نقطة الندى
Dike	سدة
Dillution	تخفيف
Discharge	تصريف
Discharge, Peak	تصريف الذروة
Discharge Hydrograph	مخطط ماء التصريف
Drainage	بزل
Drainage Basin	جابية
Duration	أستدامة

E

Empirical Formul	صيغة تجريبية
Energy	طاقة
Energy Line	خط الطاقة
Energy, Kinetic	الطاقة الحركية
Energy, Potential	الطاقة الكامنة
Evaporation	تبخر
Evapo-Transpiration	التبخر ــ النتح

F

Flood	فيضان
Flood Routing	أستتباع الفيضان
Flow	جريان
Fluid	مائع
Frequency	تردد

G

Grade	أنحدار
Gradient	أنحدار
Ground-Water	الماء الأرضي

H

Head	شحنة
Head, Piezometric	الشحنة البيزومتري

Head, Potential	الشحنة الكامنة
Head, Velocity	شحنة السرعة
Homogeneous	متجانس
Humidity	رطوبة
Hydraulic	هيدروليكي
Hydrograph	الهيدروغراف، مخطط الماء
Hydrograph, Unit	مخطط الماء القياسي
Hydrology	الهيدرولوجيا

I

Impermeable	غير نافذ
Infiltration	ترشيح، رشح
Intensity	شدة
Interval	فاصل
Irrigation	ري
Isohyet	كفاف المطر أو خطوط المطر
Isotropic	موحد الخصائص
Isoval	كفاف السرعة أو خطوط السرعة

M

Mean	معدل
Mean, Weighted	المعدل الموزون
Median	وسيط
Meteorology	علم الجو أو المناخ
Model	نموذج
Model, Hydraulic	نموذج هيدروليكي
Moisture	رطوبة

O

Orifice	فتحة
Orifice, Sharp-Edged	فتحة حادة الحافة
Orifice, Submerged	فتحة مغمورة

P

Percolation	رشح
Percolation, Deep	رشح عميق
Period	مدة
Permeability	نفاذية
Pervious	مسامي
Phreatic Surface	مستوى الماء الأرضي
Porosity	مسامية
Precipitation	سقيط
Precipitation, Frontal	سقيط جبهوي
Precipitation, Orographic	سقيط التضاريس
Pressure	ضغط
Pressure, Absolute	الضغط المطلق
Pressure, Atmospheric	الضغط الجوي
Pressure, Hydrostatic	الضغط الهيدروستاتيكي
Pressure, Vapor	ضغط البخار

R

Rain	المطر
Rainfall	سقيط المطر
Rating	تقدير

Reach	أمتداد
Reservoir	خزان
Root Zone	منطقة الجذور
Routing	أستتباع
Routing, Flood	أستتباع الفيضان
Runoff	السيح
Runoff, Surface	السيح السطحي

S

Screen	دريئة
Screen, Well	مدرأة البئر
Sediments	رواسب
Seepage	تسرب
Series	سلسلة
Slope	أنحدار
Snow	ثلج
Soil	تربة
Spillway	مطفح
Steady	ثابت
Storage	خزن
Storm	عاصفة
Storm Runoff	سيح العاصفة
Stream	مجرى، جدول
Stream, Effluent	مجرى منبعث
Stream, Influent	مجرى مغذي
Stream, Perenial	مجرى دائب
Stream. Permanent	مجرى دائم
Streamline	خط انسياب

T

Temperature	درجة الحرارة
Thermometer	محرار

V

Viscosity	اللزوجة

W

Weir	سد غاطس
Weir, Broad-Crested	سد غاطس عريض
Weir, Rectangular	سد غاطس مستطيل
Weir, Sharp-Crested	سد غاطس حاد الحافة
Weir, Submerged	سد غاطس مغمور
Weir, Trapezoidal	سد غاطس شبه منحرف
Weir, Triangular	سد غاطس مثلثي
Weir, V-Notch	سد غاطس على شكل (V)
Well	بئر
Wind	رياح

رقم الايداع في المكتبة الوطنية ببغداد ٨٤٦ لسنة ١٩٨٢


مطبعة جامعة البصرة



Engineering Hydrology

EM WILSON

1983